

Bathymetrische Kartierung in der Magellanischen Fjordzone

(Chile, Patagonien)

Diplomarbeit

vorgelegt von
Dirk Schörner
09.09.2010

Institut für Geowissenschaften, Abteilung Geophysik der
Christian-Albrechts-Universität zu Kiel



Zusammenfassung

Der chilenische Teil Patagoniens umfasst die größte zusammenhängende Fjordlandschaft der Südhemisphäre. Ihre Geomorphologie ist bedeutend von den Vergletscherungsperioden der Vergangenheit geprägt. Im März 2008 fand eine großräumige bathymetrische Kartierung des Magellanischen Fjordsystems um 53° S statt. Deren Ergebnisse werden im Rahmen dieser Diplomarbeit vorgestellt. Mithilfe eines portablen Multibeam-Systems konnten Gebiete bei Puerto del Hambre im Mittelteil der Magellan Straße, bei der Insel Tamar im Westen der Magellan Straße, der Seno Glacier mit Swett Kanal und Glacier Bay westlich, bzw. der gesamte Gajardo Kanal östlich des Gletschers Gran Campo Nevado, sowie kleine Felder im Seno Skyring und Seno Otway flächendeckend submarin kartiert werden. Die erhaltenen Karten geben erstmals ein komplettes topografisches Bild der Landschaft und ermöglichen eine Interpretation der Morphologie hinsichtlich der Ausbreitung der Gletscher der Region während und seit dem Last Glacial Maximum (31 250 BP). Es kann an verschiedenen Stellen gezeigt werden, dass sowohl subaquatische Fortsetzungen der Geologie an Land als auch zahlreiche Moränensysteme in der Glacier Bay und dem Gajardo Kanal zweifelsfrei mit einem Fächerecholot erkannt werden können. Zudem wurden die Pockmarks eines Feldes mit Gasaustritten im Seno Otway hochaufgelöst vermessen.

Abstract

In its Chilean part Patagonia comprises the largest continuous fjord belt of the southern hemisphere. Its geomorphology is significantly characterized by past glaciations. In March 2008 a bathymetrical mapping campaign was conducted to cover great areas of the Magellan fjord system at 53° S. The results of this work will be presented in this diploma thesis. Using a portable multibeam system several distinct areas were mapped: a stretch near Puerto del Hambre in the middle of the Magellan Strait; fields near Tamar island in the western part of the Magellan Strait; extensive areas close to glacier Gran Campo Nevado including Seno Glacier, Swett Channel and Glacier Bay in the west and the entire Gajardo Channel in the east; and small fields in Seno Skyring and Seno Otway. For the first time, these maps give a complete view of the topography of the landscape and allow an interpretation of its morphology in respect of the regional extent of glaciation during and since the Last Glacial Maximum (31 250 BP). It can be shown that both subaquatic continuations of geological onland features and various morain systems of Seno Glacier and Gajardo Channel can be doubtlessly detected by means of a swath echosounder. Moreover, pockmarks of a field of gas seepage in Seno Otway has been surveyed with high resolution.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	1
1.1 Motivation der Fahrt	2
1.2 Geologische und geografische Situation	3
1.4 Messgebiete	7
2 Echolotung	9
2.1 Physik der Echolotung	9
2.1.1 Ausbreitungsgeschwindigkeit von Schallwellen	9
2.1.2 Laufwege und Laufzeit von Schallwellen im Wasser	11
2.1.2.1 Vertikaler Einfall	11
2.1.2.2 Schräger Einfall	12
2.2 Streuung am Meeresboden	13
2.3 Störeffekte	16
2.3.1 „Farbe“ des Schalls	16
2.3.2 Reichweite vs. Auflösung	17
2.3.3 Signal-Noise-Verhältnis	17
2.4 Sonartypen	20
3 Das Multibeam	24
3.1 Die Arbeitsweise des Multibeams	24
3.1.1 Transducer	24
3.1.2 Projector Arrays und Beamforming	24
3.1.3 Hydrophon Array	26
3.1.4 Mills Cross Technik	27
3.2 Das SEA BEAM 1180	29
3.3 Gran Campo II und Installation des SEA BEAMS	31
4 Ablauf und Auswertung der Messung	33
4.1 Abdeckung	33
4.1.1 Allgemeine Überlegungen	33
4.1.2 Die Praxis am Gran Campo Nevado	35
4.2 Processing	37
4.2.1 Processing durch das Seabeam	37
4.2.2 Postprocessing	38
4.2.2.1 Organisation der Daten	39
4.2.2.2 Editierung der Tiefendaten	39

4.2.2.3 Editierung der Navigationsdaten.....	41
4.3 Probleme bei der Messung und Auswertung.....	42
4.3.1 Probleme bei Kalibration.....	42
4.3.2 Neukalibration für den Seno Otway.....	43
4.3.3 Fehlende Geschwindigkeitstiefenprofile.....	44
4.3.4 Unbekannter Gezeiteneinfluss.....	44
4.4 Erstellung und Konzept der Karten	45
4.4.1 Verwendete Software	45
4.4.2 Das Gridding der bathymetrischen Daten.....	45
4.4.3 Die topografischen Daten.....	46
4.4.4 Folgen der Kombination von Bathymetrie und Topografie für die Darstellung.....	47
4.4.5 Anmerkungen zur Darstellung.....	48
5 Karten.....	49
5.1 Tamar.....	51
5.1.1 Tamar Süd - Magellan Straße	51
5.1.2 Tamar Nord - Bahía Beaufort	56
5.2 Seno Glacier.....	59
5.2.1 Swett Kanal.....	60
5.2.2 Glacier Bay.....	66
5.3 Gajardo Kanal	70
5.3.1 Südabschnitt des Gajardo Kanals - Tempanos Kanal.....	70
5.3.2 Mittelabschnitt des Gajardo Kanals	76
5.3.3 Nordabschnitt des Gajardo Kanal.....	83
5.4 Seno Skyring	86
5.5 Seno Otway	90
5.6 Puerto del Hambre	93
6 Diskussion	96
6.1 Möglichkeiten der Interpretation durch die Bathymetrie.....	96
6.2 Interpretationsmöglichkeiten durch die Topografie	98
6.3 Qualität der bathymetrischen Bilder.....	98
6.4 Bewertung der topografischen Daten	99
6.5 Das Multibeam im Fjordeinsatz.....	100
7 Zusammenfassung	102
Abbildungsverzeichnis.....	103

Referenzen	105
Anhang	109
A 1 Verwendete Skripte - Beispiel: Karte des mittleren Gajardo Kanal	109
A 1.1 Skript zur Erstellung der Grids mit MBSsystem:	109
A 1.2 Zusatzprotokoll „hsdefaults“, mit Koordinaten und Maßstab der Karte:	110
A 1.3 Skript zur Kombination von Bathymetrie und Topografie in einem Grid:	110
A 1.4 Skript zur Erstellung und Formatierung der Karte mit GMT:	111
A 2 Beleuchtung für die Bathymetrie	115
Erklärung	116
Danksagung	117

1 Einleitung

Der Süden Chiles ist in geowissenschaftlicher Hinsicht ein vergleichsweise wenig erforschtes Gebiet. Das gilt nicht erst für die antarktischen Breiten, sondern mit Beginn der Insel- und Fjordlandschaft südlich Puerto Montts ab etwa 42° S. Im fließenden Übergang vom offenen Pazifik im Westen bis zu den Anden am östlichen Rand bildet sich ein akzentuiertes Relief. Das Hochgebirge verliert sich von Norden nach Süden und geht schließlich in den Bergketten der Fjorde auf. Östlich der Gebirgsscheide öffnet sich die argentinische Pampa. Die gesamte Region ist nur spärlich besiedelt, wobei sich die Bevölkerung auf wenige kleine Städte konzentriert, von denen nur Punta Arenas an der Magellan Straße westlich von Feuerland nennenswerten Ausmaßes ist. Dank der Zivilisationsferne hat sich ein weltweit einzigartiges Ökosystem in einer nahezu unberührten Landschaft erhalten. Mit dieser Ursprünglichkeit hat sich ein Stück Erdgeschichte konserviert, das zu rekonstruieren ein weites Forschungsfeld eröffnet. Gleichzeitig wird gerade hier der Einfluss des Menschen unmittelbar spürbar, sei es durch direkte Eingriffe in den Naturraum oder durch die Folgen globaler Veränderungen wie etwa dem Klimawandel.

Die Unwegsamkeit der Landschaft macht die Region auch für die Forschung zu einem schwierigen Terrain. Durch eine auf Hauptverkehrsachsen beschränkte Infrastruktur gestaltet sich die Untersuchung abgelegener Gebiete schwierig. Der Zugang zum Südwesten Patagoniens ist daher in Orientierung an den naturräumlichen Gegebenheiten in erster Linie seewärtig zu suchen. Das weitverzweigte Fjordsystem bietet dafür günstige Voraussetzungen.

Die Fjorde selbst sind dabei Gegenstand der Forschung. Trotz oder gerade wegen ihrer großen Anzahl sind sie bisher in ihrer submarinen Morphologie noch nahezu unerforscht geblieben. Die Bathymetrie kann einen bedeutenden Beitrag dazu leisten, diesen Naturraum zu erkunden und besser verständlich zu machen.

Die vorliegende Arbeit ist dafür ein erster Ansatz. Sie ist eine Auswertung und Verbildlichung der Daten der bathymetrischen Messfahrt in der Magellanischen Fjordzone Chiles vom 15. - 27. März 2008 unter der Führung von Prof. Dr. Rolf Kilian (Universität Trier¹). Sie soll einen kurzen Einblick in die Methodik geben, sowie eine Präsentation der Ergebnisse und Anreiz für zukünftige, weiterführende Forschung vor Ort sein.

¹ <http://www.uni-trier.de/index.php?id=10716>

1.1 Motivation der Fahrt

Die großräumige Fjordlandschaft Südpatagoniens ist seit vielen Jahren Gegenstand interdisziplinärer Forschung. Der zentrale Gletscherkomplex des Gran Campo Nevado kann dabei als ein Schlüsselement bei der Rekonstruktion der erdgeschichtlichen Entwicklung in der Region sowie in der Analyse der rezenten Bedingungen des örtlichen Klima- und Ökosystems gesehen werden. Entsprechend der kausalen Verflechtung der Themen muss zu deren wissenschaftlicher Bearbeitung auch ein Ansatz gewählt werden, der der Vielschichtigkeit der Fragestellung genügen kann. Das meint nicht nur eine isolierte Betrachtung verschiedenster Teilaspekte, sondern auch deren Vernetzung und Einordnung in einen Gesamtzusammenhang. Eine disziplinübergreifende Annäherung an dieses Forschungsfeld ist daher geboten.

Um eine präzise Vorstellung von der Entwicklung der Gletscher in der Region in der Vergangenheit zu bekommen, ist es unabdingbar, die morphologischen Strukturen, die das Eis mit seiner Ausbreitung in der Landschaft hinterlassen hat, zu finden, zu kartieren und zu deuten. Geländemessungen vor Ort sowie die Auswertung von Fernerkundungsdaten optischer Sensoren und Radarbildern helfen in der Nachzeichnung und Interpretation der grundlegender geophysischen Strukturen der Gletschereinzugsgebiete und der Gletscher selbst (bspw. Schneider et al., 2007). Sie liefern ein Bild des sichtbaren Teils der Landschaft oberhalb des Meeresspiegels.

Damit fehlt jedoch eine Informationsebene völlig: die submarine Morphologie der Fjordkanäle. Abseits der Magellan Straße gab es zur Abschätzung ihrer Gestalt bisher lediglich einige gestreckte Echolotprofile (Kilian et al., 2006, 2007). Mit der Durchführung einer flächenhaften unterseeischen Kartierung der gletschernahen Abschnitte des Kanalnetzes verband sich deshalb die Hoffnung auf eine neue, verständlichere Sicht auf einen nur halb bekannten Naturraum. Der Blick unter Wasser sollte das Bild vervollständigen und den submarinen Bereich als räumliche Weiterführung des Landreliefs wahrnehmen lassen. Die Formgebung eines Fjordtals ist nur als Ganzes wirklich interpretierbar, von der Sohle an betrachtet, weil die Vorschübe des Gletschereises vor allem den Grund und die tiefen Flanken prägen. Um dies zu ermöglichen, wurde die Tauglichkeit einer bathymetrischen Vermessung mithilfe eines portablen Multibeamers erprobt.

1.2 Geologische und geografische Situation

Der Gebirgsbildungsprozess in den südpatagonischen Anden wurde im Mittel- bis Oberjura durch das Auseinanderbrechen Gondwanas eingeleitet. Einer anfänglichen Extensionsphase mit Herausbildung des Magellanischen Back-Arc-Basins (Dalziel, 1974) folgte begleitet von vermehrten Spreizungsraten im Südatlantik und einer verstärkten Subduktion am pazifischen Rand ein allmählicher Übergang zur Kontraktion. Dies führte ab Ausgang der Unterkreide zur Schließung des Back-Arc-Basins, der Heraushebung des Falten- und Überschiebungsgürtels der Anden, sowie einer Subsidenz des östlichen Andenvorlandes. Der Beginn der Formung der Andenkette wird spätestens vor 90 Ma vermutet (Fildani et al., 2008). Sie hält seitdem vor. Insgesamt haben sich die wesentlichen geologischen Strukturen in Patagonien seit dem späten Miozän vor ca. 6 Ma nicht verändert, sodass sie vor den Vergletscherungen des Quartärs ausgebildet waren (Glasser und Ghiglione, 2009; siehe Abbildung 1).

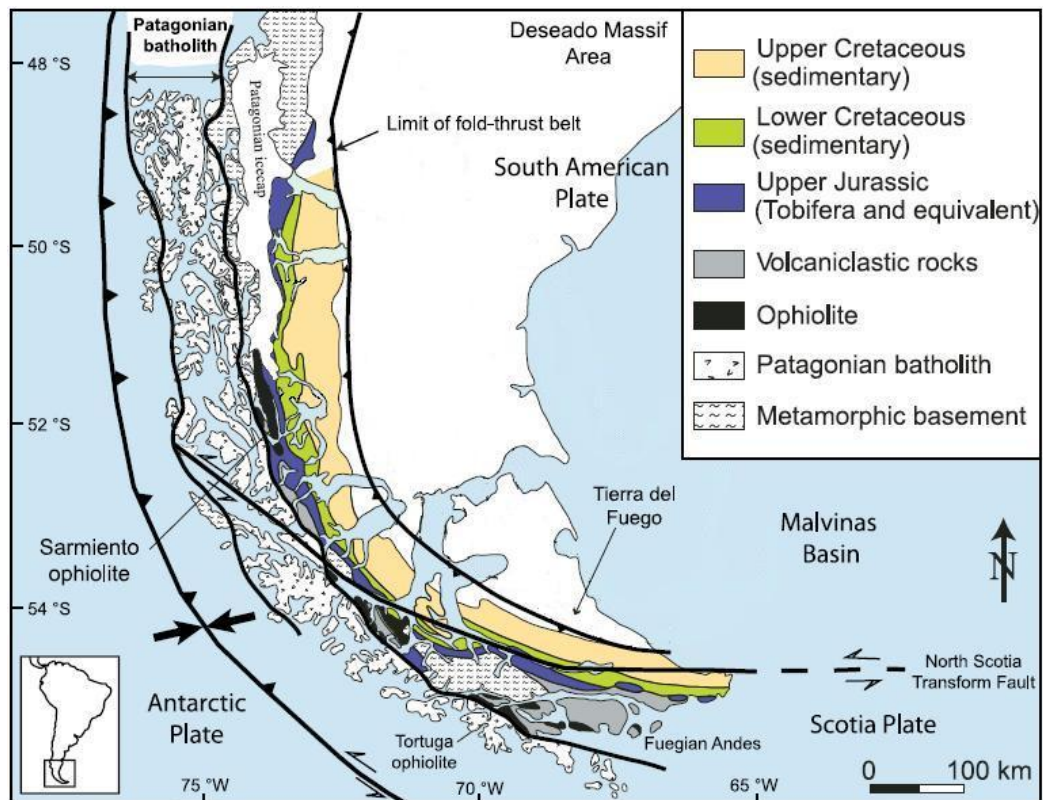


Abbildung 1: Vereinfachte tektonische und geologische Karte Patagoniens. (nach Fildani et al., 2008)

Das südchilenische Fjordgebiet steht heute wie der gesamte südamerikanische Westen unter dem tektonischen Einfluss der unter den Kontinent abtauchenden pazifischen Lithosphärenplatten, der Nazca-Platte nördlich und der Antarktischen Platte südlich des mitsubduzierten Chile Rückens. Im Süden Patagoniens bestimmt außerdem eine linkslaterale Blattverschiebung zwischen der Südamerikanischen Platte und der Scotia-Platte das Spannungsfeld der Region (Lodolo et al., 2003). Die OSO-WNW orientierte Transformstörung zieht sich von etwa 52° S an der Pazifikmündung bis südlich von Feuerland bei 55° S am Atlantik und bildet sich als Magallanes-Fagnano-Verwerfung deutlich in der Landschaft ab.

Die N-S laufende Patagonische Andenkette knickt mit Übertreten der Störung in einem Bogen nach Südosten ab, wo sie als Darwin-Kordillere weiterläuft. So trennen sich die Patagonischen von den Fuegischen Anden.

Die Magellan Straße selbst ist Teil dieser Störung. In ihrem westlichen Abschnitt folgt sie exakt dem Graben der Verwerfung ehe sie am Paso del Hambre bei 71° W in einem mittleren Segment strikt nach Norden abbiegt, um bei etwa 52° 50' wieder nach ONO zum Atlantik auszulaufen. Sie verläuft im Ganzen durch drei morphotektonische Provinzen, die Gesteine vom Quartär bis zum Paleozoikum aufweisen (Abbildung 2). Das Magellanische Vorlandbecken liegt im östlichen Teil der Straße sowie im nördlichen Teil des mittleren Abschnitts. Im Weiteren folgen südlich der Falten- und Überschiebungsgürtel bestehend aus deformierten Gesteinen des Magellanischen Vorlandes der Unteren Kreide bis zum Känozoikum und im Westen schließlich die Andenkordillere, zusammengesetzt aus paleozoischen und mesozoischen metamorphen Gesteinen, Back-Arc Basin Terranen des Jura und der Kreide sowie seit der Trias gebildete Granite des Patagonischen Batholiths (Bartole et al., 2008; Klepeis, 1994).

In ihrem östlichen Teil ist die Magellan Straße mit Tiefen um die 50 m nur sehr flach und verläuft durch zwei Engstellen, der Primera und Segunda Angostura, während sie sich im Mittelteil auf 30 km Breite weitet und südwärts kontinuierlich bis auf etwa 400 m vertieft. Südlich von Punta Arenas öffnet sich nach Osten ein Auslauf zur Bahía Inútil. Der westliche Abschnitt ist zwischen dem Paso del Hambre und Paso del Mar ein schmaler Kanal mit einer Untiefe von 800 bis 1100 m zwischen der Isla Carlos III und dem Paso del Mar. Westlich davon öffnet sich die Magellan Straße und verflacht sich nach einer 200m-Schwelle von 600 auf 100 m am Pazifik (Bartole et al., 2008; Brambati et al., 1991; Lodolo et al., 2003).

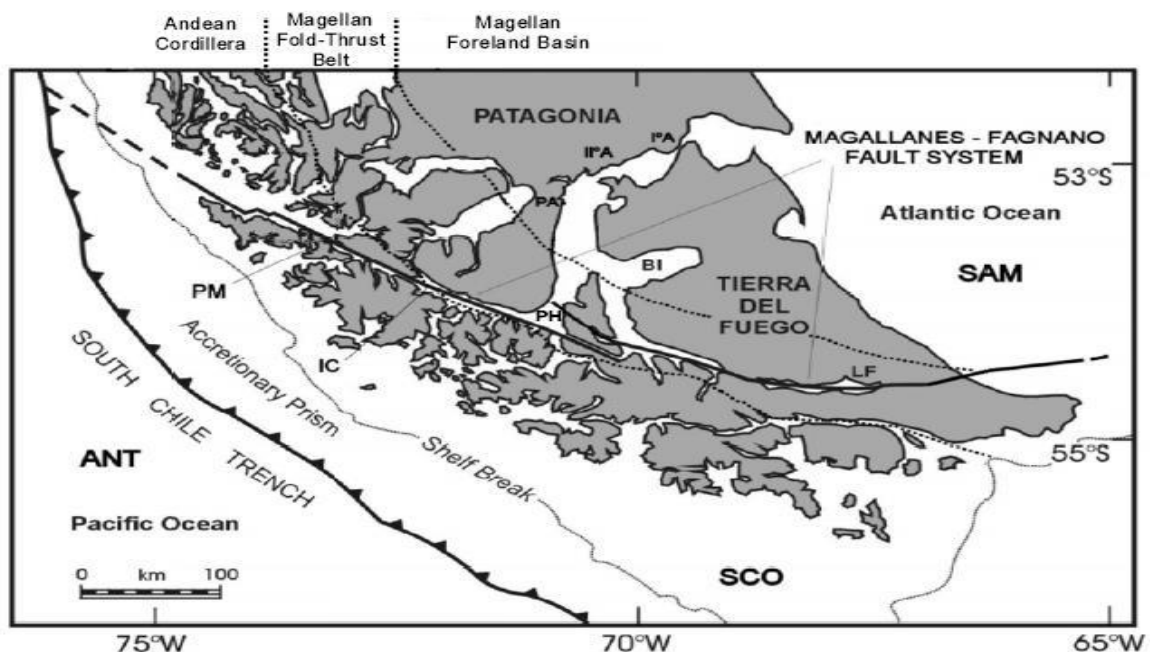


Abbildung 2: Magellan Straße und Störungszonen. ANT: Antarktische Platte; SAM: Südamerikanische Platte; SCO: Scotia Platte; I°, II°A: Primera, Segunda Angostura; BI: Bahía Inútil; IC: Isla Carlos III; LF: Lago Fagnano; PA: Punta Arenas; PH: Paso del Hambre; PM: Paso del Mar. (aus Bartole et al., 2008)

1.3 Vergletscherungsgeschichte Patagoniens

Patagonien hat nachweislich seit dem späten Miozän ab ca. 7 Ma vor heute immer wieder großräumige Vereisungen erfahren (Rabassa, 2008). Die letzte große Vergletscherungsperiode fand im Jungpleistozän bis Holozän statt. Während des Last Glacial Maximum (LGM) streckte sich ein kontinuierliches Eisfeld von etwa 35° bis 56° S (Caldenius, 1932; Abbildung 3). Die Entwicklung der Eisdecke war dabei Schwankungen unterlegen, die sich in verschiedenen Gletschervorstößen in der Landschaft abgezeichnet haben. Für den Bereich der Magellan Straße in Südpatagonien lassen sich nach McCulloch et al. (2005) fünf Ereignisse zur Zeit des LGM (A bis E) deutlich unterscheiden und zeitlich einordnen.

Der erste Vorstoß A lag noch vor dem LGM. Vorstoß B repräsentiert das LGM selbst, das sich nach 31 250 BP einstellte und im Zeitraum von 25 200 - 23 100 BP gipfelte. Ihm folgte ein etwas weniger ausgedehnter Vorstoß C vor 22 400 - 20 300 BP. Deutlich schwächer war dann Ereignis D vor 17 700 - 17 600 BP, dem ein schneller großräumiger Gletscherrückzug folgte. Vorstoß E, 15 500 - 11 770 BP, schließlich fiel mit dem Antarctic Cold Reversal zusammen und stellte die letzte weite Ausdehnung der Gletscher der Region dar.

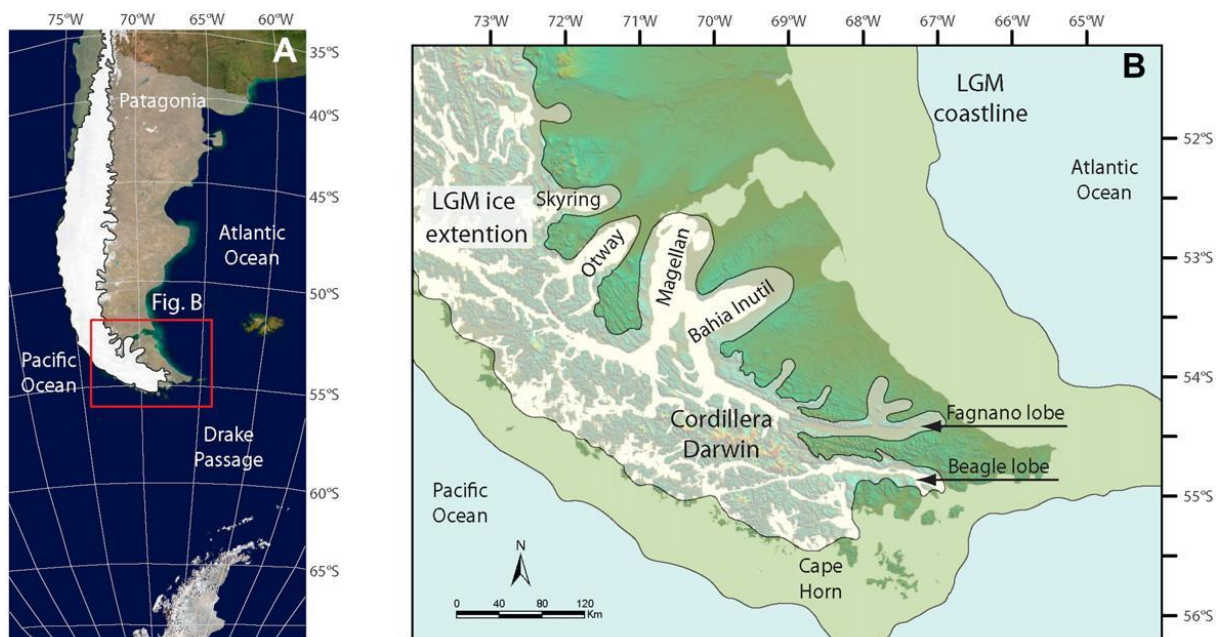


Abbildung 3: Maximale Eisausdehnung (weiß) während des LGM in Patagonien (A) und der Magellan Straße (B). (aus Waldmann et al., 2010)

Der südpatagonische Gletscherverbund reichte in diesen Hochvereisungsperioden von der heutigen pazifischen Küstenlinie im Westen bis einschließlich zum Mittelteil der Magellan Straße und dem Ausgang des Beagle Kanals im Südosten bzw. bis vor Kap Horn im Süden (Abbildung 3B). Die damalige Küstenlinie war dem noch weiter vorgelagert, da der Meeresspiegel weltweit um ca. 120 m tiefer lag. Die Ausbreitung des Eises orientierte sich am tektonisch vorgeformten Relief, sodass sich die Eismassen bevorzugt durch die vorhandenen Störungszonen schoben, insbesondere also die Magellan Straße. An den östlichen Außengebieten der Vergletscherungszone formten sich dadurch langgezogene

Ausläufer. Die Eiszungen des Seno Skyring, Seno Otway, der Magellan Straße und Bahía Inútil, der Fagnano-Störung und des Beagle Kanals sind Beispiele dafür. Während die Vorstöße im Osten verhältnismäßig gut dokumentiert sind (bspw. McCulloch et al., 2005; Kaplan et al., 2008; Waldmann et al., 2010), ist die tatsächliche Westausdehnung des Eises nahezu unbekannt.

Mit dem generellen großflächigen Abschmelzen der Gletscher und dem einhergehenden Meeresspiegelanstieg im Holozän veränderte sich die Landschaft stark. Die verbliebenen Gletschergebiete trennten sich in ein Nordpatagonisches und Südpatagonisches Gletscherfeld (NPI, SPI in Abbildung 4). Der Gletscher des Gran Campo Nevado liegt noch südlich davon auf dem Südtteil der Halbinsel Muñoz Gamero. Die holozänen Gletschervorstöße des SPI gliedern sich nach Mercer in drei Perioden von 4700 - 4200 BP, 2700 - 2000 BP und zur Kleinen Eiszeit von 1200 - 1900 AD, bzw. nach Aniya in vier um 3600 BP, 2300 BP, 1600 - 1400 BP und die Kleine Eiszeit danach (Aniya et al., 2007).

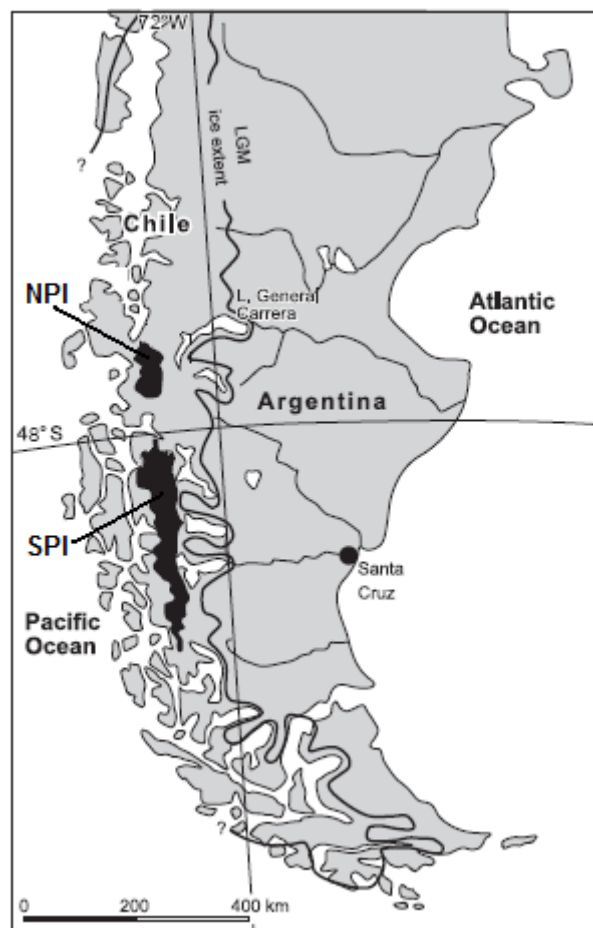


Abbildung 4: Patagonien mit Lage des Nord- (NPI) und Südpatagonischen (SPI) Eisfeldes sowie Vergletscherungsgrenzen während des LGM. (aus Glasser et al., 2005)

1.4 Messgebiete

Im Laufe der Messfahrt wurden verschiedene, räumlich teils klar getrennte Gebiete südlich und westlich vom Ausgangspunkt Punta Arenas bathymetrisch vermessen. Die einzelnen Untersuchungsfelder wurden in einer Schleife südlich über die Magellan Straße und später durch den Gajardo Kanal Richtung Skyring Fjord angefahren. Endpunkt der Fahrt war der Fitz-Roy Kanal (Abbildung 5).

Auf dem Weg nach Süden, ungefähr 50 Kilometer von Punta Arenas entfernt, wurde Puerto del Hambre ufernah flächenhaft vermessen.

Das Hauptaugenmerk lag allerdings auf der flächendeckenden Kartierung der gletschernahen Fjordarme im Einzugsbereich des Gran Campo Nevado. Dieses Gletschersystem befindet sich ungefähr auf 53° S, 73° W, nördlich der Magellan Straße. Es ist nach allen Seiten an voneinander unabhängige Fjordkanäle angeschlossen, von denen im Westen das Gebiet des Seno Glaciers und im Osten der Gajardo Kanal liegt.

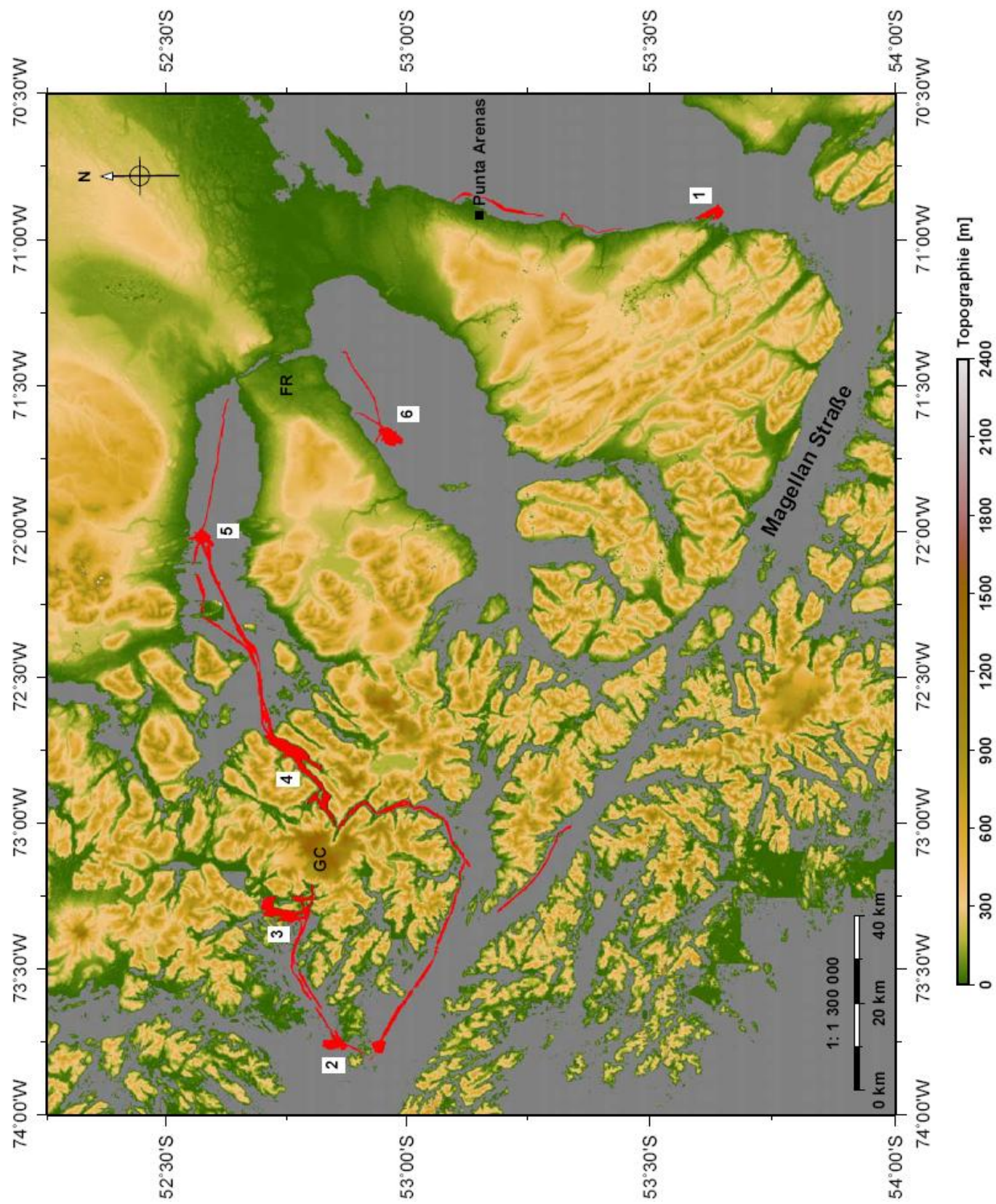
Der Hauptarm des Seno Glacier verläuft zunächst als Swett Kanal in N-S-Richtung und führt in einem Abstand von etwa zehn Kilometern am Gran Campo Gletscher vorbei. Dort wird er dann breiter und knickt nach Nordwesten ab. Nach einem erneuten Richtungswechsel fließt er südwestlich in die Magellan Straße aus. Ein erstes Feld wurde direkt vor der Einmündung zum Fjord vermessen sowie ein korrespondierendes Stück südlich der angrenzenden Insel Tamar (bei $52^{\circ} 54'S$, $73^{\circ} 47'W$) im Hauptlauf der Magellan Straße. Ein zweiter großer, geschlossener Messabschnitt beginnt mit der Einfahrt zum Swett Kanal und führt nördlich bis zu einer großen Bucht nahe dem Gletscher. Daran angeschlossen ist auch der fast abgeschnürte, parallele Zug mit seinen in der Sackgasse endenden seeartigen Buchten.

Das Messgebiet im Gajardo Channel beginnt an der südlichen Einfahrt und führt über ein gewinkeltes Mittelstück bis in das Vorfeld des Gran-Campo-Gletschers nach Norden. Von der der Angostura Tempanos (ca. $52^{\circ} 51'S$, $73^{\circ} 01'W$) an, einer sehr flachen Engstelle, läuft der Kanal in nordöstlicher Richtung zum Seno Skyring.

Im Skyring Fjord wurde nur ein kleines Feld gefahren. Es liegt direkt am Ufer bei $52^{\circ} 34'S$, $72^{\circ} 02'W$.

Letztes Gebiet war ein offenes Stück im Seno Otway in der Nähe zur Isla Riesca bei $52^{\circ} 57'S$, $71^{\circ} 40'W$.

Abbildung 5, nächste Seite: Übersicht über die Messgebiete in der Magellanischen Fjordzone. GC: Gran Campo Nevado; FR: Fitz-Roy Kanal



2 Echolotung

Echolotsysteme sind die Schlüsseltechnik im Bereich submariner Geländekartierung. Sie sind vielseitig verwendbar und nach einmaliger Konfiguration ohne größeren Aufwand kurzfristig einsatzbereit. Oft werden sie zur Vorbereitung oder in Ergänzung zu weiterführenden Untersuchungen genutzt, teils auch im Begleitmodus laufen gelassen. Im Folgenden sollen daher, ohne zu detailliert zu werden, grundlegende Fragen zur Physik und Technik der Echolotung behandelt werden. Das Funktionsprinzip ist dabei auf sämtliche heute standardmäßig verwendeten Sonartypen verallgemeinerbar. Eine alleinige Konzentration auf das Multibeam ohne den Seitenblick auf ähnliche Methoden ist darum schwierig und unnötig eingeschränkt. Das Verständnis für das angewandte Verfahren wird in dem Maße wachsen, wie einem die nächstverwandten vertraut sind. Funktionelle Unterschiede und Gemeinsamkeiten lassen die Stärken und Schwächen des Multibeam-Systems erkennen und geben ein Gespür für dessen Einsatzmöglichkeiten. In diesem Sinne wird auf den folgenden Seiten nach einer einleitenden physikalischen Grundsteinlegung die prinzipielle Wirkungsweise des Echolots skizziert, um anschließend auf die Unterschiede in der Anwendung und die spezielle Aufgabe des Multibeams zu kommen.

2.1 Physik der Echolotung

Das Grundprinzip der Echolotung ist einfach. Mittels selbstangeregter, gerichteter akustischer Impulse soll das Zwischenmedium des Wassers genutzt werden, um die Distanz zwischen Sender, also dem Gerät auf dem Schiff oder in Verbindung zu ihm, und dem Meeresboden als Reflektor zu überwinden. Die wiederempfangenen Signale werden gesammelt, zusammengesetzt und meist optisch aufbereitet und ausgewertet. Physikalisch gesehen wird aus der Laufzeit und dem Ein- bzw. Austrittswinkel der Schallwellen auf den von ihnen zurückgelegten Weg und damit die Tiefe geschlossen, in der sie vom Grund reflektiert wurden. Dazu muss deren Ausbreitungsgeschwindigkeit bekannt sein. Reflektionen und Brechungen der Wellen erfolgen außerdem immer an akustischen Impedanzkontrasten, das bedeutet bei Änderung des Produktes aus der spezifischen Ausbreitungsgeschwindigkeit und der Dichte des Mediums. Die Schallgeschwindigkeit ist damit von zentraler Bedeutung.

2.1.1 Ausbreitungsgeschwindigkeit von Schallwellen

Akustische Wellen, die sich in Flüssigkeiten fortbewegen, sind Kompressionswellen. Das heißt, sie schwingen in Richtung der Wellenfront und nicht quer dazu. Ihre Ausbreitungsgeschwindigkeit hängt daher allgemein von der Dichte und Kompressibilität (dem Kehrwert des Kompressionsmoduls) der jeweiligen Flüssigkeit ab (Pickard, 1990). Eine Erhöhung der Dichte bewirkt genauso wie eine Erhöhung der Kompressibilität eine Verlangsamung der Schallgeschwindigkeit:

$$v = \sqrt{\frac{K}{\rho}}$$

Gleichung (1): Ausbreitungsgeschwindigkeit von Kompressionswellen;

v = Schallgeschwindigkeit, K = Kompressionsmodul, ρ = Dichte

Weil in diesem Zusammenhang die Flüssigkeit immer nur Wasser sein wird, sind diese zwei physikalischen Eigenschaften im praktischen Gebrauch unhandlich, da sie nicht wirklich anschaulich und außerhalb des Labors auch schlecht zu ermitteln sind. Im Meerwasser werden sie aber von bequem messbaren Parametern bestimmt, nämlich dem statischen Druck (P), dem Salzgehalt (S) und der Temperatur (T). Der Druck wird im Meer tatsächlich über die Tiefe (unter Rückschluss auf die auflastende Wassersäule) und der Salzgehalt über die Leitfähigkeit des Wassers bestimmt. Conductivity, temperature und depth geben auch die Kürzel für das CTD, einer Tiefensonde, die die entsprechenden Werte misst. Anhand einer empirischen Formel (nach Chen und Millero) lässt sich dann die Schallwellengeschwindigkeit $v(T,S,P)$ für bestimmte Tiefen ermitteln und in einem Geschwindigkeitstiefenprofil darstellen. Der gerundete Normalwert für die Wasserschallgeschwindigkeit an der Oberfläche liegt bei 1500 m/s. Davon ausgehend kann der Einfluss der einzelnen Parameter auf die Entwicklung der Geschwindigkeit auch losgelöst von der strengen mathematischen Funktion abgewogen werden und lohnt eine kurze Diskussion.

Statischer Druck

Mit steigender Tiefe, und damit steigendem Druck, erhöht sich die Dichte des Wassers quasi linear, während sich dessen Kompressibilität in stärkerem Maße nichtlinear erniedrigt. Dieser Effekt sorgt dafür, dass die Diskriminante in Gleichung (1) größer wird und im Ergebnis auch die Geschwindigkeit. Ein höherer Druck hat also eine erhöhte Ausbreitungsgeschwindigkeit zur Folge. Ein Tiefsprung von 60 m, oder 6 bar, bedeutet etwa einen Geschwindigkeitsanstieg um 1 m/s (Wille, 2005).

Salzgehalt

Meerwasser hat keine feste Zusammensetzung, sondern variiert in seinem Anteil an gelösten Salzen. Chlor, Natrium, Sulfate, Magnesium und Kalium bilden die am häufigsten vorkommenden Ionen. Der Salzgehalt wird als Massenanteil aller gelösten Salze am Meerwasser in Gramm pro Kilogramm angegeben und schreibt sich als einheitsloser Promillewert (‰ oder ppt oder ganz ohne Zusatz). Über den weltweiten Ozean gemittelt liegt der Salzgehalt bei rund 35, Höchstwerte bei <40. Ein Anstieg um 1 ppt erhöht wegen der Stärkung der Anziehungskräfte der Ionen untereinander die Schallwellengeschwindigkeit um 1 m/s (Medwin, 1998).

Temperatur

Die Wärmeausdehnung normaler Flüssigkeiten infolge einer Temperaturerhöhung hat eine Verringerung der Dichte und eine erhöhte Kompressibilität zur Folge. Wieder, wie schon beim Einfluss des Druckes beschrieben, überwiegt der Effekt der Kompressibilität und führt letztlich - diesmal andersherum - zu einer verringerten Schallgeschwindigkeit. Da Wasser aber keine Flüssigkeit wie jede andere ist, verhält es sich in ganz eigener Weise. Begründet liegt dies in der ungewöhnlichen Bauart des Wassermoleküls, dessen zwei Wasserstoffatome gegeneinander gewinkelt sind und ihm dadurch Dipolcharakter verleihen. Das hat weitreichende Auswirkungen auf das Verhalten der Dichte des Wassers, die die Anomalie aufweist, um 4° C ihr Maximum zu besitzen und unter weiterer Abkühlung abzunehmen. In Relation zur Kompressibilität ist also erneut das zu beobachten, was von der Druckerhöhung bekannt ist. Mit steigender Temperatur des Wassers erhöht sich auch die Schallgeschwindigkeit. Der Effekt ist an die Absoluttemperatur gekoppelt und schwankt daher etwas. Bei 20° C erhöht ein Temperatursprung von einem Grad die Schallgeschwindigkeit um ungefähr 3 m/s, bei 10° C um 4 m/s und bei 0° C um 5 m/s (Wille, 2005). Damit ist der Temperatureinfluss unter den hier vorgestellten Parameter der wichtigste Faktor bezüglich der Geschwindigkeitsvarianz akustischer Wellen.

Neben der indirekten Ermittlung mithilfe des CTD, gibt es auch direkte interferometrische Messungen der Schallgeschwindigkeit. Die akustischen Signale werden mit einem entsprechenden Gerät auf einer kurzen Messstrecke durch das zu untersuchende Medium geschickt und zeitlich gestoppt. Die Geschwindigkeit ist so genauer zu ermitteln (Fujii und Masui, 1993).

2.1.2 Laufwege und Laufzeit von Schallwellen im Wasser

2.1.2.1 Vertikaler Einfall

Kennt man die Ausbreitungsgeschwindigkeit des Schalls, kann mit der Messung seiner Laufzeit auf den zurückgelegten Weg geschlossen werden. Lässt man die zuvor diskutierten Einflüsse außer Acht Schallgeschwindigkeit ausgehen. Je mehr Schichten man einfügt und je dichter sie gepackt werden, desto genauer sollten sich die tatsächlichen Verhältnisse nachmodellieren lassen. Für den senkrechten Einfall ergibt sich die Gesamtlaufzeit dann durch und nimmt einen ungestörten Wasserkörper konstanter Geschwindigkeit an, befände sich der Meeresboden unter vertikalem Einfall bei halbierten Gesamtlaufzeit des Impulses, da dieser den Weg zum Grund doppelt läuft, hin und zurück. Um den sich über die Tiefe ändernden Geschwindigkeiten Rechnung zu tragen, kann man vereinfacht von sich abwechselnden Schichten konstanter Aufsummierung der Einzellaufzeiten, die zur Durchquerung der verschiedenen Schichten benötigt werden. Die über die ganze Tiefe gemittelte Durchschnittsgeschwindigkeit berechnet sich deshalb mit:

$$C_H = \frac{z - z_0}{\sum_{i=1}^N \int_{z_i}^{z_{i+1}} \frac{dz}{C_i(z)}}$$

Gleichung (2): Durchschnittsgeschwindigkeit des Schalls bei senkrechtem Einfall;

z = totale Tiefe, z_0 = Anfangstiefe, N = Anzahl der Schichten,

$[z_i ; z_{i+1}]$ = Schicht mit Schallgeschwindigkeit C_i (aus Cartwright, 2003)

Dies gilt jedoch ausschließlich für einen vertikal verlaufenden Strahl, der direkt unter dem Schiff auf den Boden trifft. Die Annahme eines solchen lotrecht einfallenden single beam, wie er für ein simples Echolot denkbar wäre, ist aber aus zwei Gründen realitätsfern. Erstens haben die meisten Echolotsysteme, mit denen man heutzutage arbeitet, mehr als diesen einen Strahl und senden sie in schrägem Winkel aus, insbesondere das Multibeam. Und zweitens wird selbst ein gewollt senkrechter Einfall eher selten erreicht, weil der Seegang eine ruhige Messung oft nicht zulässt. Auch richtungsausgleichende Technik, falls vorhanden, hilft hier nicht immer. Der Verlauf des Schallwegs unter geneigtem Winkel muss darum ebenfalls in Betracht gezogen werden.

2.1.2.2 Schräger Einfall

Trifft ein Strahl schräg auf eine akustische Grenzschicht, wird er relativ zum Lot gebrochen und läuft in einem anderen Winkel und veränderter Geschwindigkeit weiter durch das neue Medium. Das Gesetz von Snellius beschreibt diesen Vorgang:

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} = p = \frac{\sin \theta_0}{v_0}$$

Gleichung (3): Gesetz von Snellius; Zeichenerklärung siehe Text unten

Das Verhältnis p vom Sinus des Einfallswinkels zur Schallgeschwindigkeit in der aktuellen Schicht bleibt beim Grenzübergang stets erhalten und heißt deshalb Snell'sche Konstante oder Strahlparameter. Er ist durch seine Anfangswerte $\sin \theta_0$ und v_0 beim Aussenden des Impulses an der Meeresoberfläche bekannt und wird zur Berechnung des weiteren Laufweges in der Tiefe genutzt. Wie dieser aussieht, hängt davon ab, wie die Geschwindigkeitsverteilung gewählt ist. Sie kann entweder stufenweise angenommen werden, also wie zuvor beschrieben in unterschiedliche aber konstant schnelle Schichten gegliedert sein. Oder sie geht von einem Gradienten aus, sodass der Wasserkörper zwar geschichtet ist, sich aber die Geschwindigkeit innerhalb der Schicht linear mit der Tiefe ändert. Während der Strahlweg im Stufenmodell entsprechend eckig verlaufen würde, bekäme er mit Durchlauf des Gradienten eine rundere Linienführung mit weniger abrupten Richtungswechseln, da der Strahl aufgrund der stetig steigenden Geschwindigkeit quasi permanent gebrochen würde. Der auf diese Weise zurechtgebogene Ausbreitungspfad des Schalls erscheint natürlicher, weil er die in der Regel fließenden Übergänge in der Wassercharakteristik besser nachempfindet. Trotzdem sind auch die sprunghaften Wechsel in der Natur anzutreffen, gerade in Verbindung mit geschichteten Salinitäten. Für diesen

mathematisch einfacheren Fall sähe die Berechnung der Laufzeit und der horizontalen Auslenkung gegenüber dem Startwert wie folgt aus:

$$t = \sum_{i=1}^N \frac{\Delta_i}{C_i \sqrt{1 - (C_i p)^2}} \quad x = \sum_{i=1}^N \frac{C_i p \Delta_i}{\sqrt{1 - (C_i p)^2}}$$

Gleichung (4): Laufzeit t und horizontale zurückgelegte Distanz x des Schalls bei schrägem Einfall;

N = Anzahl der Schichten, p = Strahlparameter,

C_i = Schichtgeschwindigkeit, Δ_i = Schichtdicke (aus Cartwright, 2003)

Die Laufzeit t wie auch die horizontal zurückgelegte Distanz x wird hierbei nach und nach, Schicht für Schicht, aufaddiert, bis die halbierte Zweiweglaufzeit, also die Hälfte der Gesamtlaufzeit, erreicht ist. Die letzte angenommene, wahrscheinlich unvollständig durchlaufene Schicht wird interpoliert. Die Summation der einzelnen Schichtdicken ergibt die Tiefe der Reflektion unterhalb des Startniveaus und repräsentiert die Meerestiefe für einen bestimmten Aussendewinkel und den zugehörigen waagerechten Abstand.

2.2 Streuung am Meeresboden

Die Echolotung ist darauf ausgelegt, eine akustische Antwort vom Meeresboden zu bekommen und diese zu interpretieren. Dafür muss man jedoch nachvollziehen können, auf welche Art sie zustande kommt. Es ist daher vonnöten ein theoretisches Modell zur Wechselwirkung des Schalls mit dem Untergrund bereitzustellen. Wie bei allen mathematischen Beschreibungen der Natur kann der Ansatz dabei beliebig kompliziert gewählt werden.

Die einfachste Vorstellung vom Meeresgrund wäre die einer undurchlässigen, ebenen Reflektionsfläche, gleich einem Spiegel. Analog zur Optik würden alle auftreffenden akustischen Wellen ohne Verluste unter ihrem Einfallswinkel reflektiert.

Da der Meeresboden aber selbstverständlich nicht spiegelglatt ist und immer eine gewisse Rauigkeit (roughness) besitzt, macht es Sinn, dies in die Betrachtung mit einzubeziehen. Gesteht man der Reflektionsfläche eine perfekt zufällige Rauigkeit zu, lässt sich die Lambert'sche Regel anwenden, nach der die von der Fläche abgestrahlte Energie gleichmäßig in alle Richtungen gestreut wird (Abbildung 6). Für ein eintreffendes Signal wäre die Intensität der reflektierten Antwort dann abhängig vom Kosinus des Winkels zwischen dem Richtungsvektor des Signals und dem der Normalen zum Boden. Nimmt man aus praktischen Gründen den Einfallswinkel zum Boden als Referenz, berechnet sich die Intensität des von ihm abgestrahlten Schalls I_s mit:

$$I_s = \mu I_0 \sin \theta \sin \varphi \, dA$$

Gleichung (5): Intensität eines vom Untergrund zurückgeworfenen Schallstrahls.

(Zeichenerklärung siehe Text unten)

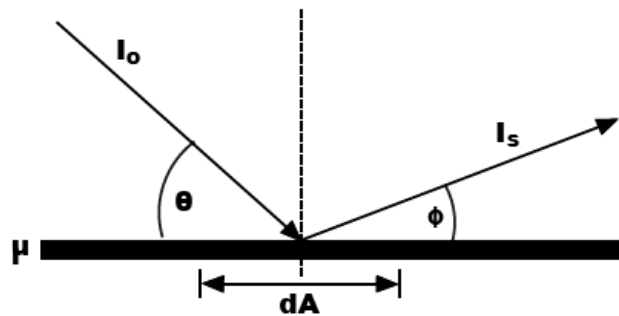


Abbildung 6: Streuung nach der Lambert'schen Regel in zwei Dimensionen (nach ICES Report, 2007). (Zeichenerklärung siehe Text unten)

Dabei ist I_0 die Schallintensität, die im Winkel θ auf eine Fläche dA mit dem Reflexionskoeffizienten μ einfällt. Die Signalquelle wird als weit genug entfernt angenommen, um eine ebene Wellenfront zu garantieren. Der Empfänger findet sich um den Winkel ϕ versetzt. Auch in diesem Fall würde nach Voraussetzung wieder alle auftreffende Energie vom Boden reflektiert werden, was einer undurchdringlichen Schicht gleich käme. Diese Vorstellung erweckt sofort intuitive Zweifel, zumal wenn man bedenkt, wie locker und schlammig der Meeresgrund für gewöhnlich ist. Ein Eindringen von akustischer Energie in die obersten Schichten scheint alles andere als ausgeschlossen.

Zahlreiche Forschungsarbeiten haben sich mit diesem Thema befasst (u.a. Greenlaw, 2004 a und b) und kamen zu einem gemischten Ergebnis. Einerseits scheint das Streuverhalten akustischer Wellen zumindest für hohe Frequenzen annähernd mit der Lambert'schen Regel beschreibbar zu sein. Andererseits gilt sie gerade für tiefe Frequenzen nur ungenügend. Diese dringen durchaus in den Untergrund ein, insbesondere unter steilen Winkeln. Selbst die hochfrequenten Signale zeigen in schwachem Maße ein solches Verhalten. Beim nächsten Schritt in der Entwicklung eines realistischen Modells muss folglich die Eindringung von Energie in den Boden berücksichtigt werden. Tolstoy und Clay (1966) wendeten dafür das Gesetz von Snellius für den Übergang vom Wasser zum Untergrund an. Danach trifft die Schallwelle als Kompressionswelle auf den Boden und wird zum Teil reflektiert, während die restliche Energie in den Boden eindringt und sich dort auf zwei Pfaden einmal als Kompressionswelle und einmal, weil in festem Medium, als Scherwelle fortpflanzt (Abbildung 7).

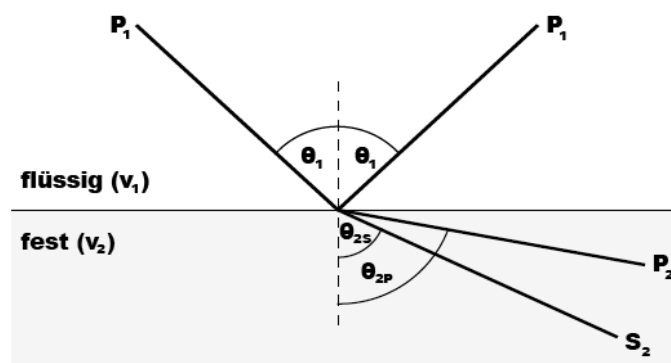


Abbildung 7: Verhalten einer Schallwelle beim Übergang vom flüssigen zum festen Medium nach dem Gesetz von Snellius.

Jede der drei Wellen, die beiden Kompressions- und die Scherwelle, läuft mit ihrer eigenen Geschwindigkeit und unter eigenem Winkel. Zusammen müssen sie den Grenzbedingungen des Gesetzes von Snellius genügen:

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_{2p}}{v_{2p}} = \frac{\sin \theta_{2s}}{v_{2s}}$$

Gleichung (6): Verhältnis von Geschwindigkeit (v) und Winkel zum Lot (θ) an der Grenzfläche beim Übergang von Medium 1 zu Medium 2 für Kompressions- (p) und Scherwellen (s).

Dieser Ansatz kann einige Phänomene der Schallausbreitung erklären, aber längst noch nicht alle. Der Anteil der Energie beispielsweise, der durch die Grenzschicht hindurch gelassen wird, berechnet sich mit dem Transmissions- (T) bzw. über sein Gegenstück, den Reflektionskoeffizienten (R), wobei gilt: $T + R = 1$. Absorption wird hier völlig vernachlässigt, obwohl sie natürlich auftritt. Mathematisch kann dieser Makel zwar behoben, die Notwendigkeit dafür jedoch nicht aus dem Modell heraus nachvollzogen werden. Schwerer wiegt allerdings noch das Detail, dass der Reflektionskoeffizient hier von der einfallenden Frequenz unabhängig ist. Dadurch wird die experimentell belegte gegenteilige Beobachtung, dass die Grenzprozesse gerade frequenzabhängig sind, ignoriert.

Um in diesem Punkt voranzukommen, muss dem Modell ein weiteres Stück seiner Einfachheit genommen werden. Der Meeresboden ist in Wirklichkeit nicht homogen aufgebaut, wie bisher stillschweigend vorausgesetzt wurde. Seine Sedimente werden von einer Vielzahl sich räumlich und zeitlich ändernder Bestimmungsgrößen charakterisiert. Bei Versuchen zur Frequenzabhängigkeit fällt zum Beispiel auf, dass das Echo immer dann besonders intensiv ist, wenn die eingesetzte Wellenlänge der durchschnittlichen Korngröße des Bodens ähnelt. Einzelne stofflich, physikalische Parameter des Untergrundes haben demnach jeweils eine spezifische Wirkung auf das Verhalten des Schalls. Diese allgemein zu benennen und zur Klassifikation und Beschreibung des Meeresbodens einzusetzen, versprach die Theorie um einiges realistischer werden zu lassen. Nach Biot (1962) und Stoll (1970 und 1989) sind es dreizehn: Dichte, Viskosität und Kompressionsmodul der Flüssigkeit, Korndichte und Kompressionsmodul des Sedimentmaterials, Porosität, Porengröße, Tortuosität, Permeabilität, und Scher- und Kompressionsmodul des Verbands des konsolidierten Sediments. Ihr Einfluss auf Rückstreuung und Ausbreitung des Schalls ist unterschiedlich, auch sind sie in verschiedenem Maße frequenzabhängig. Einige Größen sind außerdem gekoppelt und geben keine unabhängige Aussage, Porengröße und Porosität zum Beispiel. Doch trotz dieser langen Liste an Eigenschaften des Untergrundes bleiben immer noch andere Störgrößen der realen Welt unberücksichtigt. Der Einfluss von Flora und Fauna, Gasblasen, multiplen Echos, Hintergrundrauschen usw. Die Einbeziehung aller dieser Variablen führt zu komplexen numerischen Modellen, die den Rahmen dieser Einführung sprengen würden. Letztlich beruft sich aber eine Mehrzahl von ihnen auf das Biot-Stoll Modell, das sich in verschiedensten Abwandlungen weiterentwickelt hat.

Davon abweichend ist die grain-shearing Theorie (Buckingham, 1997), nach der davon ausgegangen wird, dass die Körner in unkonsolidierten gesättigten Sedimenten locker aneinander lagern, getrennt nur vom Meerwasser in den Zwischenräumen. Der akustische Dämpfungsprozess kann dann als Streuverlust an den Kornkontakten modelliert werden. Ohne festes Korngerüst und allein auf der Reibung der Partikel beruhend ist dies ein einfacher Mechanismus, der die Komplikationen in Verbindung mit den vielen Parametern des Biot-Stoll Modells umgeht. Die Ausbreitung von Scherwellen würde dadurch ermöglicht, dass eine effektive Rigidität mit Hysterese-Effekt zwischen den Körnern vorhanden wäre.

In der Tat stellt diese Theorie eine elegante Alternative zur historisch gewachsenen Vorstellung des physikalischen Meeresbodens dar, die darüberhinaus erfolgreich die experimentellen Befunde zu untersuchten marinen Sedimenten erklären kann. Eine abschließende Bestätigung eines bestimmten Modells steht aber noch aus.

2.3 Störeffekte

Die akustische Untersuchung des Meeres ist eine elegante Methode, da sie dem Medium Wasser besonders gut angepasst ist. Trotzdem hat sie in der Anwendung ihre praktischen und natürlichen Grenzen, deren man sich bewusst sein sollte. Des Weiteren zeigt sie ein paar Eigenwilligkeiten, die zu beachten sind.

Die Eindringtiefe der Schallwellen im Wasser ist frequenzabhängig (hier und f. Wille, 2005). Je höher die Frequenz eines Signals, umso stärker wird seine Energie absorbiert und umso geringer fällt seine Reichweite aus. Die optimale, d.h. verlustärmste, Ausbreitungsfrequenz liegt bei 100 Hz, bei der eine neunzigprozentige Absorption der ausgesandten Energie erst mit einer theoretischen Eindringtiefe von 10 000 km erreicht wird. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit des Impulses wiederum ist nahezu unabhängig von der Frequenz. Hohe Töne laufen genauso schnell wie die tiefen. Diese Phänomene haben Konsequenzen für die Arbeit mit den Sonaren.

2.3.1 „Farbe“ des Schalls

Elektromagnetische Wellen des sichtbaren Spektrums werden abhängig von der Wellenlänge unterschiedlich gebrochen. Der Lauf des Lichts durch ein Medium wird deshalb farblich differenziert wahrgenommen, wie die Lehrbuchbeispiele vom buntfächernden Glasprisma und dem blauen Himmel beweisen. Die akustische Impedanz in Wasser erzeugt aber keinen solchen Effekt und auch in Sedimenten nur unwesentlich. Der überwiegende Teil der Schallbilder des Meeres ist daher sozusagen farblos. Zumindest in der Hinsicht, dass sie keine verallgemeinerbaren frequenzbedingten Erkennungsmerkmale eines bestimmten Beobachtungsobjektes liefern. Ausnahmen bilden hier lediglich Luft- oder Gasblasen, die mit ihrer Eigenfrequenz im Bereich des üblicherweise genutzten Wasserschallspektrums liegen und darum bei Anregung in Resonanz fallen. Auf ihrer Tonhöhe geben sie dann ein quasi

monochromatisches Echo, das in der Aufnahme klar zu erkennen und vom sonstigen „Grau“ unterscheidbar ist.

Einschränkend hierzu ist jedoch anzumerken, dass sich aufgrund der Frequenzabhängigkeit der Absorption das Frequenzbild eines akustischen Impulses auf seinem Weg durchaus verändert. Durch das rasche Ausklingen der hohen Frequenzanteile reduziert sich seine Bandbreite und eine „gefärbte“ Antwort wird empfangen. Dies ist aber in erster Linie auf die zurückgelegte Entfernung zurückzuführen und tritt daher permanent auf. Dadurch ergibt sich, wie nachfolgend beschrieben, ein Problem ganz anderer Art.

2.3.2 Reichweite vs. Auflösung

Die Tatsache, dass sich unter Wasser bevorzugt große Wellenlängen zum Senden eignen, ist ein Grundübel der akustischen Bildgebung. Sie treibt die Technik in den unauflösbaren Konflikt zwischen der Reichweite des Signals und der Auflösung des Meeresgrundes. So soll der Boden trotz beachtlichen Abstandes möglichst scharf abgebildet sein. Die Auflösung definiert sich allgemein über die Größe des kleinsten darstellbaren Objekts. Diese wiederum hängt von der während der Messung verwendeten Wellenlänge ab. Ist sie kleiner als der Reflektor, prallt das Signal an ihm ab und kehrt als gut lesbare Antwort von ihm zurück. Stimmen beide überein, kann das Objekt gerade noch deutlich abgebildet werden. Sobald allerdings der abzutastende Gegenstand kleiner wird als die einfallende Wellenlänge, schwächt sich das Echo stark ab. Abgesehen von den in Resonanz schwingenden Gasblasen verschwinden bzw. verschwimmen deshalb in der Aufnahme alle nicht ausreichend großen Merkmale des durchleuchteten Meeres. Wenn man also bedenkt, dass in der Sonartechnik grundsätzlich mit relativ großen Wellenlängen (Zentimeter- bis Meterbereich) gearbeitet werden muss - zum Vergleich sei nur an die des Lichts erinnert (Nanometer) - und dass aus diesem Spektrum auch noch verstärkt die hohen Frequenzen beim Senden verloren gehen, dann wird klar, warum die akustische Darstellbarkeit bald an ihre physikalischen Grenzen stößt. In der Praxis muss deshalb stets der Kompromiss zwischen Reichweite und Auflösung eingegangen werden. Das ist für eine Messung nicht unbedingt von Nachteil. Ein auf kleiner Skala unruhiger Boden bspw. wird unter steilem Einfall genügend langer Wellen eben erscheinen und sich als hervorragender akustischer Spiegel eignen. Zur bloßen Erkundung der Tiefe sind das günstige Voraussetzungen. Falls jedoch gerade die feingegliederten Strukturen im Sediment von Interesse sind, wäre ein geschmeidig geglätteter Boden wieder unerwünscht. Die eingesetzte Gerätschaft ist dementsprechend zu wählen. Die methodische Schwierigkeit mit der Wellenlänge des Impulses ist allerdings nicht die einzige zu berücksichtigende Einschränkung in der Akustik.

2.3.3 Signal-Noise-Verhältnis

Bisher wurde davon ausgegangen, dass alle Geräuschquellen unter Wasser bekannt sind, bzw., dass es eigentlich nur eine gibt, nämlich den Transducer des Sonars. Sämtliche akustische Wellenzüge wären darum prinzipiell auf ihn zurückzuführen. Störende

Überlagerungen in der Aufnahme der wiederempfangenen Signale wären nur durch Mehrfachreflektionen und quergestreute Wellen zu erwarten. Solche Reverberationen können schwache Echos übertönen und sie dadurch unkenntlich machen. Dies kommt vor, ist aber nicht das eigentliche Problem. Tatsächlich ist es vielmehr so, dass sich die selbstproduzierten Signale und ihre Ausläufer gegenüber der ohnehin vorhandenen Schallkulisse des Meeres behaupten müssen. Die allgegenwärtige physikalische Unruhe macht sich auch unter Wasser bemerkbar. Chaotische Prozesse erzeugen ein ständiges Hintergrundrauschen, das jede noch so penible Messung beeinträchtigt. Dieser Noise ist aufgrund seiner zufälligen Entstehung gleichmäßig über das Frequenzspektrum verteilt und nimmt wie Nebel die Sicht. Damit ein Signal durch diesen Grauschleier hindurch scheint, muss es ausreichend stark sein. Der Vergleich des Lärmpegels mit der Signalintensität drückt sich im Signal-Noise-Verhältnis (S/N) aus und erlaubt eine Abschätzung, ob ein bestimmter Impuls im Rauschen zu erkennen ist oder nicht. Vereinfacht kann gesagt werden, dass ein S/N von zehn zu eins eine etwa neunzigprozentige Wahrscheinlichkeit dafür darstellt, dass ein gemessener Ausschlag wirklich ein Signal anstatt eines Zufallsgeräusches ist.

Die Ursachen der Unruhe sind vielfältig. Grob lässt sich zwischen menschlich verursachtem Noise und dem natürlichen Ursprungs unterscheiden. Weiterhin kann eine Kategorisierung nach Stärke, Häufigkeit und Dauer sowie der ortsbezogenen Wahrscheinlichkeit des Auftretens vorgenommen werden.

Der menschliche Einfluss auf die marine Umwelt ist stark durch den Schiffsverkehr geprägt. Küstennah oder in sonstigen intensiv befahrenen Gewässern muss unter Umständen mit erheblichen akustischen Störungen gerechnet werden. Solcher Verkehrslärm liegt typischerweise bei Frequenzen von wenigen Hundert Hertz. Bedeutender aber noch ist der selbstproduzierte Noise des eigenen Gefährts. Obwohl die in der Forschung eingesetzten Modelle meist wesentlich ruhiger laufen als normale maschinenbetriebene Schiffe, erzeugen sie eigene, messbeeinflussende Geräusche. Diese werden entweder über das Wasser vom Sonar empfangen oder gelangen auf direktem Weg durch den Rumpf zu ihm. Maschine und Propeller etwa lösen verschiedenste Vibrationen aus, die nur bedingt gedämpft werden können. Technische Fortschritte in diesem Bereich wirken sich daher äußerst positiv auf das S/N aus und sind der effektivste Hebel zur Noise-Bekämpfung. Doch auch die Bewegung des Schiffes selbst führt zu Nebengeräuschen. Vor allem das Entstehen von Luftblasen, deren schwarmartige Verbreitung unter den Rumpf durch das Stampfen des Schiffes noch begünstigt wird, kann die Sicht des Sonars verhageln oder komplett abschirmen.

Luftblasen sind zudem die Frequenzgeber einer natürlichen Noise-Quelle. Die sich an der Meeresoberfläche brechenden Wasserwellen tragen Luft in das Wasser ein und lassen massenhaft Blasen entstehen. Diese oszillieren entsprechend ihrer Größe in einer bestimmten Frequenz und beschallen die Tiefen bis zu ihrer Auflösung unaufhörlich. Der Effekt der Luftblasen übersteigt damit deutlich den des Einschlaghalls der stürzenden Wellen. Da die Eigenfrequenzen der eingeschlossenen Luftpulse zufällig variieren, wird im Zusammenklang ein gleichförmiges Rauschen produziert. Bemerkbar und teils sogar sehr

laut ist außerdem das Prasseln von Regentropfen. Der Vorgang ist dem welleninduzierten Phänomen ähnlich. Auch hier werden neben dem Einschlagsecho Luftblasen erzeugt, die die Aufprallenergie des Tropfens konservieren und dadurch schwingen. Sie tun das allerdings bei viel höheren Frequenzen von einigen Kilohertz, weil sie aufgrund ihrer geringeren Eintauchtiefe keine oszillierenden Wolken bilden können. Niederschläge sind darüber hinaus lokal begrenzt, im Gegensatz zum beinahe allgegenwärtigen Wind.

Als recht speziell einzustufen sind die Einflüsse durch die Kommunikation von Säugetieren. Wale bspw. produzieren Töne im Infra-, genauso wie Klickgeräusche im Ultraschallbereich. Interferenzen mit technischen Signalen sind deshalb nicht ausgeschlossen aber, weil kaum je vorkommend, kein wirkliches Problem.

Ebenfalls selten auftretend aber von weit größerer Tragweite sind katastrophenartige Ereignisse. Unterseeische Erdbeben, Vulkanausbrüche oder Nukleartests jagen einen akustischen Schauer über das Sonogramm, der sich allerdings schnell wieder legt. Auf die Untersuchung und Überwachung dieser Vorkommnisse bauen eigene Forschungszweige auf, in der Echolotung sind sie nebensächlich.

Noise ist generell ein unvermeidbarer Störfaktor, weil er Ausdruck der latenten Ungeordnetheit der physikalischen Welt ist. Geräusche werden im Meer ständig und praktisch überall mit jeder Bewegung erzeugt. Diese pflanzen sich schwächer werdend vom Entstehungsort in alle Richtungen fort, bis sie sich schließlich im Rauschen verlieren. Es ist deshalb zwar hinzunehmen, dass Noise existiert, jedoch muss man sich damit nicht abfinden. Er kann durch angepasste Messmethoden oder Nachbearbeitung der Daten auf ein akzeptables Maß reduziert werden. Scharfe, klar abgegrenzte Störfrequenzen lassen sich mithilfe von Frequenzfiltern einer geeigneten Software aus der Aufnahme beseitigen. Bei breitgefächertem Noise gestaltet sich dies hingegen schon schwieriger. Darum ist es sinnvoll, bereits mit der Aufnahme möglichst viele Nebengeräusche auszublenden. Winkelgesteuerte Beams erlauben eine gerichtete Abtastung des Grundes und gleichzeitig eine richtungsfeste Signalaufnahme. Seitlich in den „Hörkegel“ eintreffende Streugeräusche werden nicht aufgezeichnet. Das S/N auf der Funklinie erhöht sich dadurch beträchtlich. Im selben Zug wird außerdem die Pixelgröße auf dem Meeresgrund verkleinert, was der Auflösung zugute kommt.

Gerade aber die Versuche, diese mittels verkürzter Impulse zu erhöhen, führen im Umgang mit Frequenzfiltern zu ihrer Verschlechterung. Die Ursache hierfür liegt wiederum beim Noise. Wie eingangs erklärt, kann ein Signal minimal eine mit seiner eigenen Wellenlänge vergleichbare Raumdistanz auflösen. Für die Tiefe gilt das auch noch für die Hälfte der Wellenlänge, da das Signal die Strecke doppelt läuft. Um also eine verbesserte Auflösung zu erreichen, werden kürzere Pulse gebraucht. Je kürzer aber das Signal ist, desto breiter und unschärfer wird sein Frequenzspektrum. Bei einer Filterung muss demnach ein weites Fenster offengelassen werden, um das Nutzsignal aus dem Umgebungslärm zu schneiden. Entsprechend groß ist auch die Einfallspforte für das breitbandige Rauschen. Günstiger für das S/N wäre es daher, die Energie des Signals auf einen schmalen Abschnitt des Spektrums

zu konzentrieren und damit die Noise-Intensität relativ zu mindern - um den Preis verringerter Auflösbarkeit. Gedanklich stünde man so wieder am Anfang. Diese kreisenden Kausalitäten zu durchbrechen und eine Antwort auf die Frage nach der besten Auflösung zu finden, ist nicht ganz trivial. Die Lösung des Problems ist letztlich im schon beschworenen Kompromiss aus Anspruch und Machbarkeit zu suchen. Eine Entscheidungshilfe in der Einstellung des Systems und der Wahl der Optionen gibt die Sonar-Gleichung von Urick (1983). Sie bietet eine Abschätzung des Einflusses von steuerbaren und natürlichen Parametern basierend auf dem Prinzip des S/N. Dadurch erhält sie eine fast universelle Gültigkeit für die Unterseeakustik und findet in zahlreichen Fachgebieten ihre Anwendung. Ihr großer Vorteil besteht darin, dass auch komplizierte Sachverhalte übersichtlich behandelt werden können, da die einzelnen akustischen Beiträge dimensionslos auf einer Dezibel-Skala summiert werden. Die einzelnen Summanden sind logarithmierte Verhältnisse aus jeweils zwei bestimmenden Einflussgrößen:

$$DT = SL - 2 TL + TS - (NL - DI)$$

Gleichung (7): Sonar- Gleichung nach Urick (1983);

Die Abkürzungen stehen für: Detection threshold (DT), Source level (SL), Transmission loss (TL), Target Strength (TS), Noise level (NL), Receiving Directivity Index (DI).

2.4 Sonartypen

Verschiedene Anforderungen in der Meeresforschung und Wirtschaft haben eine breite Produktpalette in der Sparte der marinen Fern- bzw. Tiefenerkundungstechnik entstehen lassen, wobei viele spezielle Anwendungen oft auf einen Grundtypus zurückzuführen sind. Die Entscheidung für ein System muss das Forschungsziel, die operative Strategie, die Kosten und die Messmöglichkeiten des Geräts selbst berücksichtigen. Ein optimales Modell gibt es nicht. Abhängig von der Aufgabenstellung sind immer nur bestimmte Systeme besser geeignet als andere, aber nie grundsätzlich überlegen. Messzweck, Beobachtungstiefen oder Wünsche an die Auflösung können den Zuschnitt einer Methode bevorzugen oder machen ihn unpassend (vgl. i.F., ICES Report, 2007).

Die klassische Variante eines Sonars stellt ein *Single-Beam Echosounder* dar. Ursprünglich zur einfachen Tiefenlotung und Ortung von Fischschwärmen gedacht, wurden sie dank verbesserter Leistungsfähigkeit und Änderungen im Design bald auch ein beliebtes Mittel der Wissenschaft. Sie sind meist im Schiffsrumpf installiert und beschallen einen begrenzten Fleck des Untergrundes. Senkrecht in die Tiefe gerichtet wird ein schmaler Beam einer bestimmten Frequenz ausgesendet und wieder empfangen; anschließend wird der nächste geschickt (Abbildung 8). Durch diese geregelte Abtastung und eine daran angepasste Schiffsgeschwindigkeit entsteht entlang des Kurses ein dünnes Aufnahmeband. Um ein aussagekräftigeres Abbild des Bodens zu erhalten, werden auch mehrere Transducer simultan eingesetzt, so dass Impulse verschiedener Frequenzen auf eine Stelle geschossen werden können. Standardmäßig kann außerdem eine Kalibrierung des Systems

vorgenommen werden, die die Komponenten des Systems aufeinander und mit der Umgebung abstimmt.

Aufgrund ihrer unproblematischen Handhabung, einer einfachen Datenprozessierung und der geringen Kosten ist diese Sonargattung die am weitesten verbreitete, wenn auch nicht die am weitesten entwickelte. Ihr größter Nachteil im operativen Einsatz ist ihre geringe Abdeckung des Meeresbodens, die bei der üblichen gitterartigen Befahrung des Messgebietes breite, gänzlich unbesehene Felder hinterlässt. Interpolationen müssen hier die Lücken auffüllen, was eine mitunter erhebliche Vereinfachung der Untergrundstruktur nach sich zieht.

Aus diesem Grund wurden *Sweep Echosounder* erfunden, die eine wesentlich größere Abdeckung erreichen. Sie funktionieren nach dem gleichen Prinzip, aber benutzen mehrere Transducer in einer Reihe quer zur Fahrtrichtung. Sie sind an seitlichen Auslegern des Schiffes montiert und überstreichen gemeinsam einen breiten Streifen, so dass unter Fahrt reihenweise ein Bild des Grundes entsteht. Auf dem Boden schließt Beam an Beam und überdeckt die gesamte Achse (Abbildung 8).

Da jeder einzelne Transducer in der Senkrechten zur Wasseroberfläche sendet, ergeben sich längs der Auslage keine Qualitätsunterschiede in der Aufnahme, wie dies bei zunehmend geneigter Abstrahlung, bspw. beim Multibeam, der Fall ist. Deshalb sind die bathymetrischen Daten des Sweep Echosounders grundsätzlich genauer als die eines Fächerecholots. Besonders in flachen Gewässern oder Hafengebieten ist die weite Auslage von Vorteil, da stets auf ganzer Breite gemessen werden kann, wohingegen der Fächer eines Multibeams bei verminderter Tiefe auch seine Überdeckung verringert (siehe Kapitel 4.1) oder durch eine Aufweitung zusätzliche Qualitätsverluste in der Aufnahme verursachen würde. Gleichzeitig ist die Einrichtung und Kalibrierung der Auslage gegenüber anderen Systemen auch mit erhöhtem Aufwand verbunden. Zudem sind natürlich Abstriche in der Manövrierbarkeit zu machen - man denke nur an die Fjorde. Nichtsdestotrotz stellen die Sweep Echosounder für Sonare mit senkrechtem Einfall das Richtmaß dar und bringen die Vorteile der Methode voll zur Geltung.

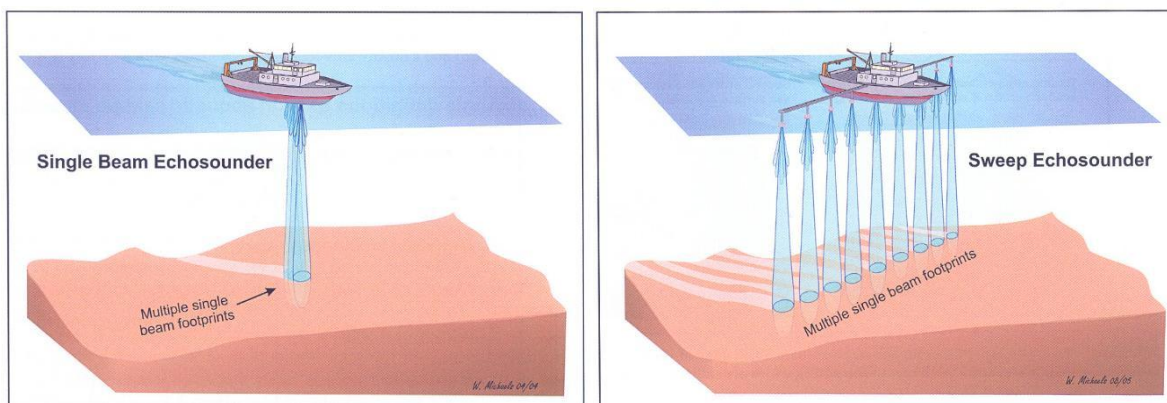


Abbildung 8: Abtastung des Meeresbodens durch Single Beam und Sweep Echosounder.

Sidescan Sonare weichen in der Einsatzweise und im Messmodus von dieser Entwicklungslinie ab und bilden das Zwischenglied zum Multibeam. Auch sie benutzen schräg einfallende Beams und spezielle Geräte sind in der Lage, das Relief zu scannen. Die einfachen Typen allerdings sind lediglich mit einem Single-Beam Transducer zu jeder Seite des normalerweise am Schleppkabel gezogenen Gleitträgers (towfish) bestückt. Sie schicken zwei seitlich langgestreckte (40° - 60°), aber in Fahrtrichtung schmale (0.1° - 2.5°) Schallkellen zum Boden, die sich jedoch nicht überschneiden und im Nadir einen blinden Abschnitt hinterlassen (Abbildung 9).

Um mit erhöhten Frequenzen zur Verbesserung der Auflösung arbeiten zu können und die Veränderungen des Geschwindigkeitstiefenprofils zu minimieren, wird das Gerät möglichst dicht und in gleichmäßigem Abstand über dem Untergrund geführt. Durch rauen Seegang oder schwankende Tiefenlagen des Grundes können sich deshalb Probleme in der Lenkung ergeben. Für die engen Fjorde mit ihren wechselhaften Profilen sind geschleppte Systeme darum ungeeignet. Überdies ist die Georeferenzierung und Bewegungskorrektur des Towfishs und damit auch der Bodendaten schwierig, weil das GPS als Standardverfahren ausfällt. Ein standardisiertes Verfahren zur Kalibration des Systems fehlt ebenso. Absolutmessungen der Meerestiefe sind darum nicht ohne Weiteres möglich.

Im Gegensatz zum Multibeam produziert das Sidescan Sonar keine punktuellen, vektorartigen Streudaten, sondern rastert sie und erstellt ein fotoähnliches Abbild des Meeresbodens. Die Intensität der Rückstreuung wird auf einer Grauskala dargestellt und hebt aufgrund des flachen Bestrahlungswinkels besonders die Unebenheiten des Bodens hervor. Akustische Schattenwürfe erlauben mittels trigonometrischer Berechnung eine quantitative Abschätzung der schattenverursachenden Erhöhungen. Dabei ist zu beachten, dass Aufnahmen von ein und derselben Stelle je nach Perspektive des Geräts variieren. Anders als bei bathymetrischen Messungen von der Wasseroberfläche aus, bei denen wegen des steilen Winkels immer eine flache, schattenfreie Draufsicht auf den Grund gewährleistet ist. Komplexe Bodentexturen bereiten außerdem das Problem, dass Reflektionen von hohen Strukturen mitunter eher erfasst werden als horizontal näher- aber tieferliegende Stellen. In der Darstellung des Sidescans verschieben sich dadurch die beiden Positionen und eine verfälschte Ansicht des Bodens entsteht.

Multi-Row Sidescan Sonare begegnen dieser Schwierigkeit mit interferometrischen Winkelmessungen, die die Phasendifferenzen empfangener Wellenzüge mithilfe von in Reihe angebrachten Messelementen erkennen und interpretieren. Diese Technik in Kombination mit einer Reihe von Beam formenden Transducern, die gerichtet senden und Signale gleichen Einfalls besser trennen können, ermöglicht sogar bathymetrische Vermessungen. Die Bewegungen des Towfishs müssen dafür aber zwingend rechnerisch kompensiert werden.

Damit ist dieses Sonar dem Multibeam schon recht ähnlich. Aus konstruktionsbedingten Gründen hat es zwar deutlich weniger Beams als das größere Vorbild, funktioniert aber abgesehen von technischen Details genauso. Durch die Nähe zum Boden erreicht es eine höhere Auflösung und büßt gleichzeitig an Abdeckung ein, obwohl diese dann immer noch

über dem eines Single-Beam Sonars liegt. Wegen der extrem dünnen Beams und der ungünstigen Schleppkonstruktion muss das Schiff mit einer relativ langsamen Geschwindigkeit gefahren werden. Mit vier bis sechs Knoten ist man etwa nur halb so schnell wie beim Multibeam. Ferner bleibt der in bathymetrischen Surveys ungewollte Schattenwurf trotz allem unvermeidbar, was diese Methode gerade im Hinblick auf Kartierungen schmälert.

Das Multibeam schließlich hat genau darin seine Stärke. Sein Transducer besteht aus einem Kreuz an Transmittern und Hydrophonen, das in der Lage ist, einzeln gesteuerte Beams simultan in einem breiten und ununterbrochenen Fächer quer zur Fahrtrichtung auf den Meeresboden zu werfen und unter entsprechenden Winkeln wieder zu empfangen. Das Abtasten des Grundes geschieht auch hier reihenweise (Abbildung 9).

Fest im Rumpf des Schiffes installiert kann das System die Beams bewegungskompensiert, das heißt richtungsstabilisiert, aussenden und ist zudem georeferenziert. So lassen sich bei einer vergleichsweise hohen Geschwindigkeit große Gebiete flächendeckend überstreichen. Aus diesem Grund ist das Multibeam trotz seiner komplexen und teuren Technik recht kosteneffektiv. Die Verlässlichkeit und Wiederholbarkeit der Messresultate ist durch Kalibrationsroutinen abgesichert, die die Daten auf eine absolute Skala eichen.

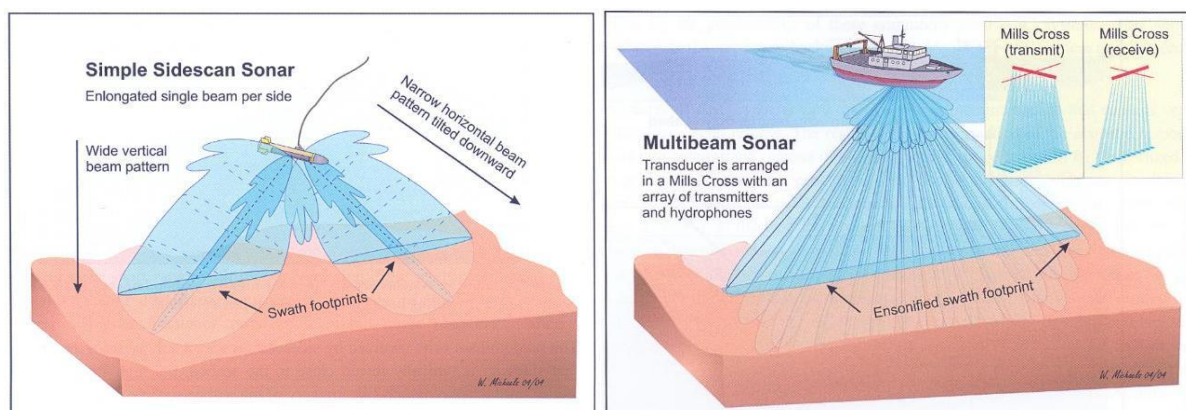


Abbildung 9: Abtastung des Meeresbodens durch Sidescan und Multibeam Sonar.

Im Quervergleich der Sonartypen fällt das Multibeam hauptsächlich durch seine ausgefeilte Einzelbeamsteuerung und die Fähigkeit auf, verschiedenen zeitgleich ankommenden Echos einen korrekten Einfallswinkel zuzuordnen. Mehrere Schallquellen können so unterschieden werden, was allerdings einen gewissen Rechenaufwand erfordert. Die Bauweise ist verhältnismäßig kompakt und robust. Das auf dieser Messfahrt verwendete Modell wird auf den folgenden Seiten vorgestellt.

3 Das Multibeam

Für die bathymetrischen Messungen am Gran Campo wurde ein Seabeam 1180 der Firma ELAC verwendet. Es ist ein portables Gerät im Besitz des Ifm-Geomars, das für diese Fahrt zur Verfügung gestellt wurde. Seine kompakten Abmaße und der verhältnismäßig geringe Installationsaufwand machten es unter den Rahmenbedingungen dieses Messvorhabens zu einem geeigneten System.

Aufbauend an den allgemein gehaltenen Überblick zum physikalischen Hintergrund und zum Leistungsspektrum von Sonaren, macht dieser Abschnitt zunächst soweit wie nötig mit der hier im Einsatz gewesenen Technik vertraut. Zunächst wird eine einführende Erklärung zur Funktionsweise des verwendeten Multibeam-Systems gegeben. Anschließend wird die Anbringung und Ausstattung des Gerätes beschrieben.

3.1 Die Arbeitsweise des Multibeams

3.1.1 Transducer

Akustische Signale werden mechanisch angeregt. Mittels eines Transducers wird im Wasser ein oszillierender Druck erzeugt, was eine Schallwelle entstehen lässt. Elektrische Energie wird so in Schallenergie umgewandelt. Dabei kommen piezo-keramische Membranen zur Anwendung, die sich unter elektrischer Spannung verformen oder aber unter Verformung eine Spannung aufbauen. Sie können daher sowohl als Sender (Transmitter) als auch als Empfänger (Hydrophon) arbeiten. Die größte Effizienz wird bei der Erregung um die Eigenfrequenz erreicht, die von der Plattendicke der Keramik abhängt.

Technisch sind der Dimensionierung dieser Platten gewisse Grenzen gesetzt, was wiederum die in das Wasser freisetzbare Energie begrenzt. Diese schränkt sich allerdings mehr noch durch Abnutzung der Membran ein. Bei Oszillationsfrequenzen oberhalb eines bestimmten Schwellenwertes ergeben sich aus hydrodynamischen Gründen negative Drücke, die Kavitationsblasen entstehen lassen. Diese implodieren unter dem Außendruck augenblicklich, was zu extrem schnellen Mikro-Strömen im Wasser und zu Verschleißerscheinungen am Material führt. Gleichzeitig wird durch die Blasen das Sichtfenster des Transducers verdeckt (Wille, 2005).

3.1.2 Projector Arrays und Beamforming

Ein vom Sonar ausgelöstes Signal breitet sich unter Wasser in alle Raumrichtungen mit gleicher Energie aus. Auf einer kugelförmigen Wellenfront ist daher an jeder Stelle die gleiche Amplitude zu beobachten. Man spricht dann von isotroper Expansion. Für eine Abtastung des Untergrundes ist dieses Verhalten aber aus zwei Gründen ungünstig: Erstens soll die Energie des Impulses, wie bereits im Zusammenhang mit der Auflösung erläutert, möglichst in eine Richtung, also auf einen Punkt des Bodens, konzentriert werden, anstatt

sie willkürlich in die Umgebung zu streuen. Und zweitens können die von verschiedenen Seiten zurückkehrenden Reflektionen per se keiner bestimmten Herkunftsrichtung zugeordnet werden, womit sie zur Erkundung des Meeresbodens eigentlich unbrauchbar sind.

Um die wertvollen Informationsträger dennoch nutzen zu können, werden die Impulse mit großem technischen Aufwand auf einen gewünschten Winkel ausgerichtet. Hierzu wird eine zusammengeschaltete Gruppe von isotropen Quellen, ein sogenanntes projector array, benutzt. Zwar senden diese im Einzelnen ebenfalls isotrop, aber gemeinsam produzieren sie interferenzbedingt winkelabhängige Amplituden. Die Energieverteilung wird also über die gegenseitige Verstärkung beziehungsweise Abschwächung oder gar Auslöschung der einzelnen Wellenfelder gesteuert. Folgende geometrische Überlegung mag das verdeutlichen (Abbildung 10):

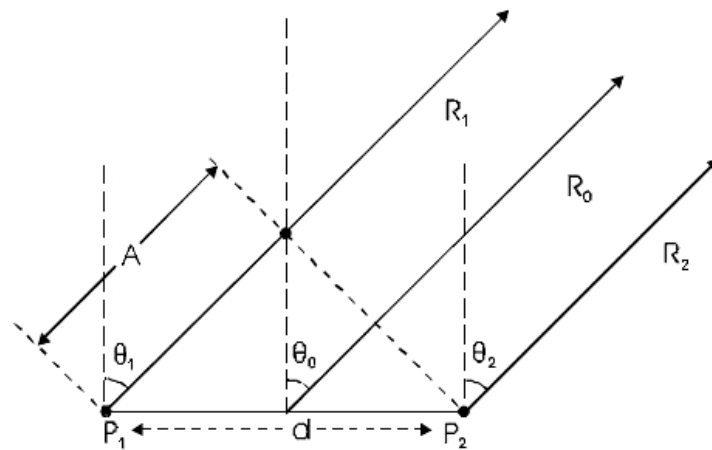


Abbildung 10: Konstruktive Interferenz im Fernfeld; Zeichenerklärung siehe Text unten (aus ELAC SEA BEAM Theory of Operation)

Abhängig vom Abstand d der Quellen P und der eingesetzten Wellenlänge λ ergeben sich über den Winkel θ verschiedene Interferenzmuster. Der hier gewählte Ansatz ist eine Fernfeld-Näherung, was bedeutet, dass vereinfachend angenommen wird, dass sich die beiden in den Punkten P_1 und P_2 ausgesandten Wellenstrahlen R_1 und R_2 erst in einer im Verhältnis zu d großen Entfernung auf der mittleren Achse R_0 treffen. Diese Bedingung ist in der Realität erfüllt, da die Baulänge der Transducer gegenüber den Tiefen der Meere verschwindend klein ist. Die nahezu parallelen Strahlen können deshalb als in identischem Winkel θ ausgesandt betrachtet werden. Vollständig konstruktive Interferenz zwischen den beiden Wellenzügen wird unter diesen Voraussetzungen immer dann eintreten, wenn sie sich in ihrer Laufwegdifferenz A um ein ganzzahliges Vielfaches ihrer Wellenlänge unterscheiden. Da d und λ für ein gewähltes Sonar konstant sind, bleibt nur θ als Veränderliche. Die Energieverteilung ist damit für ein System festgelegt und lässt sich mithilfe von Polarkoordinaten grafisch darstellen.

Auf diese Weise wird schnell deutlich, dass es nur eine begrenzte Anzahl an Durchlassfenstern für das erzeugte Signal gibt. Die Energie wird konfigurationsabhängig in bestimmten Winkelsegmenten gebündelt und das Signal somit wie gewünscht ausgerichtet,

ein Beam wird geformt. Ein ebener Schnitt entlang der Projector-Linie zeigt die typische Keulenform (Lobe) der akustischen Energie in der räumlichen Aufteilung rings um den Transducer.

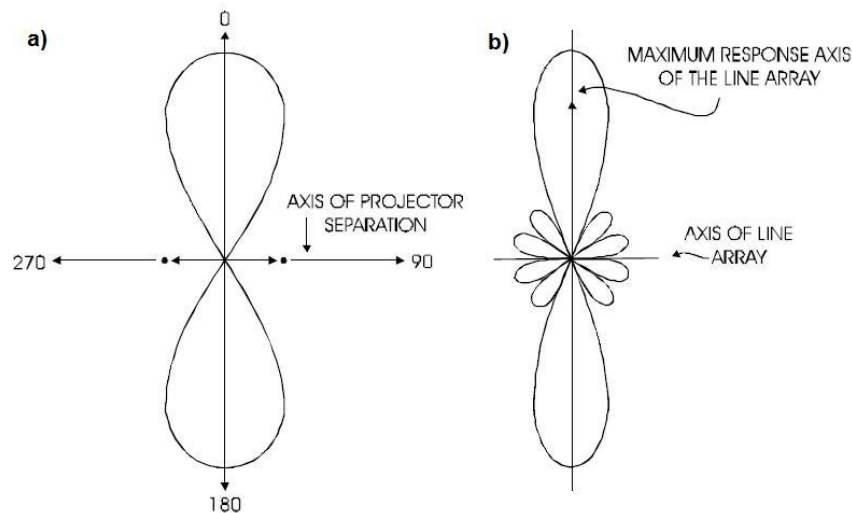


Abbildung 11: Energieverteilung bei einer (a) und mehreren (b) Projector-Quellen (aus ELAC SEA BEAM Theory of Operation)

Senden lediglich zwei Quellen im Abstand von $\lambda/2$ ergibt sich das übersichtliche in Abbildung 11a dargestellte Bild. Energie wird hier nur senkrecht zur Projector-Linie gerichtet, also in den Winkeln $\theta = 0^\circ; 180^\circ$. Alle anderen Richtungen werden schwächer bestrahlt und in der Ebene $90^\circ / 270^\circ$ ist die Signalstärke effektiv gleich Null.

In der Praxis werden jedoch mehrere Quellen benutzt, und auch nicht unbedingt auf einer Linie. Dadurch teilt sich das Energiefeld und es ergeben sich zusätzliche, ebenfalls keulenförmige, Nebenmaxima (Abbildung 11b). Der mittlere Main Lobe wird infolgedessen schmaler, wodurch seine Bestrahlungsfläche verringert, seine Richtungs- (directivity) und Abtastgenauigkeit also verbessert werden. Andererseits geht nun über die Side Lobes vermehrt Energie seitlich in die Umgebung verloren, wo sie nicht nur dem Hauptsignal fehlt, sondern zudem störende Echos hervorrufen kann. Dem kann durch Verstärkung der Signale der zentralen Transducer-Elemente entgegengewirkt werden. Dadurch sammelt sich mehr Energie im Main Lobe, der allerdings sogleich wieder an Breite zunimmt. Diese widerstrebenden Effekte auszubalancieren, ist Aufgabe des Systemherstellers.

3.1.3 Hydrophon Array

Sind die Signale ausgesendet, müssen sie auch wieder empfangen werden. Dazu wird ein Hydrophon Array verwendet. Auch hier zeichnet sich die konstruktive und destruktive Interferenz der Wellen - diesmal in der Aufnahme - ab.

Trifft eine ebene Wellenfront einer Fernfeldquelle parallel auf die Hydrophon-Linie sind die einzelnen Aufnahmespuren in Phase und damit in der zeitlichen Aufsummierung konstruktiv interferierend. Unter schrägem Einfall der Front ergäbe sich in der Erfassung durch die versetzt angebrachten Hydrophone für jede Signalspur relativ zum Nachbarn eine

Verschiebung im Amplitudenlauf, sprich: sie wären phasenverschoben. Mit der Zusammenführung der Kanäle würden sich die Signale gegenseitig abschwächend überlagern. Bei Beschallung durch mehrere Quellen aus unterschiedlichen Richtungen, im praktischen Sinne also beim Eintreffen von multiplen Echos, ergibt sich darum je nach Hydrophon-Anordnung wieder ein spezifisches Gesamtinterferenzbild.

Erstaunlicherweise ist es bei entsprechender Parametrisierung mit dem des Projector-Arrays identisch. Die Ursache dafür ist die physikalische Reziprozität dieses Sender-Empfänger-Modells. Theoretisch ist es denkbar, das Array für beide Wirkrichtungen zu nutzen. In welcher Funktion es tatsächlich arbeitet, wäre nur von der Taktung abhängig. Die piezoelektrische Wirkungsweise der Transducer wäre dafür wie geschaffen. Die einzelnen Elemente könnten eine Doppelaufgabe übernehmen und abwechselnd als Impulsgeber und -aufnehmer arbeiten. Allerdings würden dann sämtliche Signale gemischt empfangen werden, ohne dass ihr jeweiliger Einfallswinkel zu ermitteln wäre. Eine Kombination aus interpretativer Datenbearbeitung und Variation im Transducer-Arrangement hilft, dieses Problem zu beheben.

3.1.4 Mills Cross Technik

Das Beam Muster einer Transducer-Linie ist so gerichtet, dass es im Wesentlichen senkrecht zum Boden wirkt. Das heißt, es ist nur in diese Richtung sensitiv und vernachlässigt andere Winkel. Sollen diese ebenfalls abgetastet werden, ist es nötig den Beam abzulenken (Abbildung 12).

Grundlage eines solchen Beam Steerings bildet die abgestimmte Steuerung der Array-Elemente. Dabei wird im Prinzip das Interferenzmuster einer schräg eintreffenden Wellenfront imitiert. Beim Senden wird es durch zueinander zeitversetzte Abstrahlung der Elemente nachgeformt, wohingegen beim Empfang ein geneigter Einfall quasi antizipiert und die Beamachse durch eine korrektive Berücksichtigung der Laufzeitdifferenz zwischen den Empfängern auf den entsprechenden Winkel ausgerichtet wird. Im zweiten Fall handelt es sich jedoch um eine rein datentechnische Bearbeitung und damit virtuelle Ausrichtung. Das erfasste Schallbild wird erst in der rechnerischen Nachbehandlung auf unterschiedliche Einfallswinkel hin interpretiert. Auf diese Weise ist es möglich, das Array simultan für jede Richtung zu sensibilisieren.

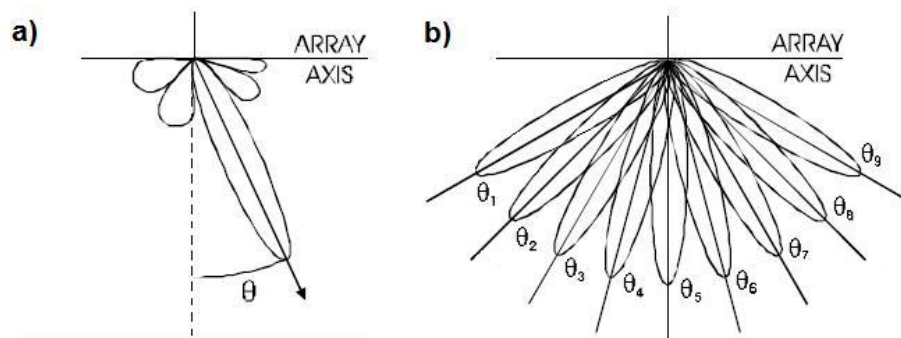


Abbildung 12: Beam Steering unter einem festen (a) und mehreren zeitabhängigen (b) Winkeln (nach ELAC SEA BEAM Theory of Operation)

Dabei ist zu beachten, dass bei in einer in gerader Linie angeordneten Transducer-Reihe die angewinkelten Beams sämtlich in einer dünnen senkrecht zum Boden gestellten Schicht liegen. Die Transducer-Achse stellt die Normale zu dieser Ebene dar. Am Grund wird also ein schmaler Streifen quer zum Array bestrahlt. Um nun die verschiedenen Reflektionen entlang des Streifens bestimmten Winkeln zuordnen zu können, wird er segmentiert abgehört. Dazu werden Projector- und Hydrophon-Array getrennt und über Kreuz gestellt (Mills Cross, Abbildung 13). Sendestreifen und Empfängerstreifen schneiden sich am Boden dann immer in nur einem einzigen Punkt, der in der Größe etwa der genutzten Beamweite entspricht. Durch schrittweises (und zeitgleiches) Abtasten des Sendestreifens durch das Hydrophon-Array kann der betreffende Bodenabschnitt der Länge nach Punkt für Punkt observiert werden. So wird ein Ping durch einzelne Beams aufgelöst.

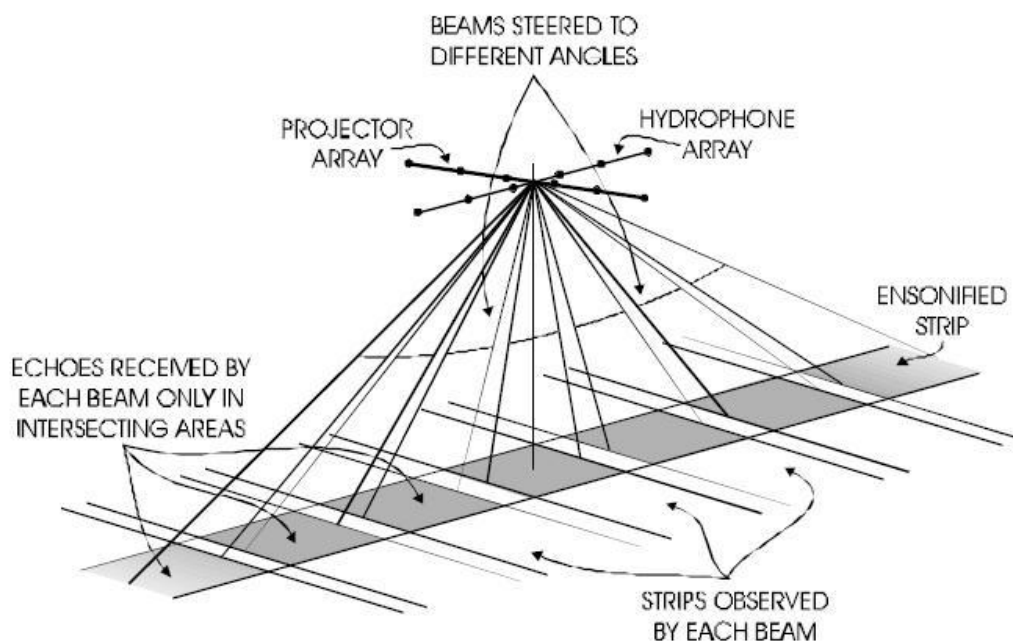


Abbildung 13: Schematische Darstellung der Überkreuzstellung von Projector- und Hydrophon-Array (Mills Cross) zur Bildung von Observationssegmenten auf dem Grund (aus ELAC SEA BEAM Theory of Operation)

3.2 Das SEA BEAM 1180

Das auf der Fahrt verwendete SEA BEAM 1180 entstammt der 1185/11180/1055/1050 Reihe der ELAC Nautik GmbH und ist mit den anderen Modellen baugleich. Unterschiede treten nur in der Arbeitsfrequenz und der Anzahl der wählbaren Öffnungswinkel auf. Mit 180 kHz ist es eine Flachwasservariante, die Winkel von 18.5° bis 153° unterstützt (siehe Abbildung 14). Damit erreicht es nach Angaben des Herstellers eine maximale Beobachtungstiefe von 620 m. Im Einsatz wurde dieser Wert aber sogar etwas übertroffen. Die Breite der Abdeckung ist tiefenabhängig, kann aber theoretisch bei über 900 m liegen.

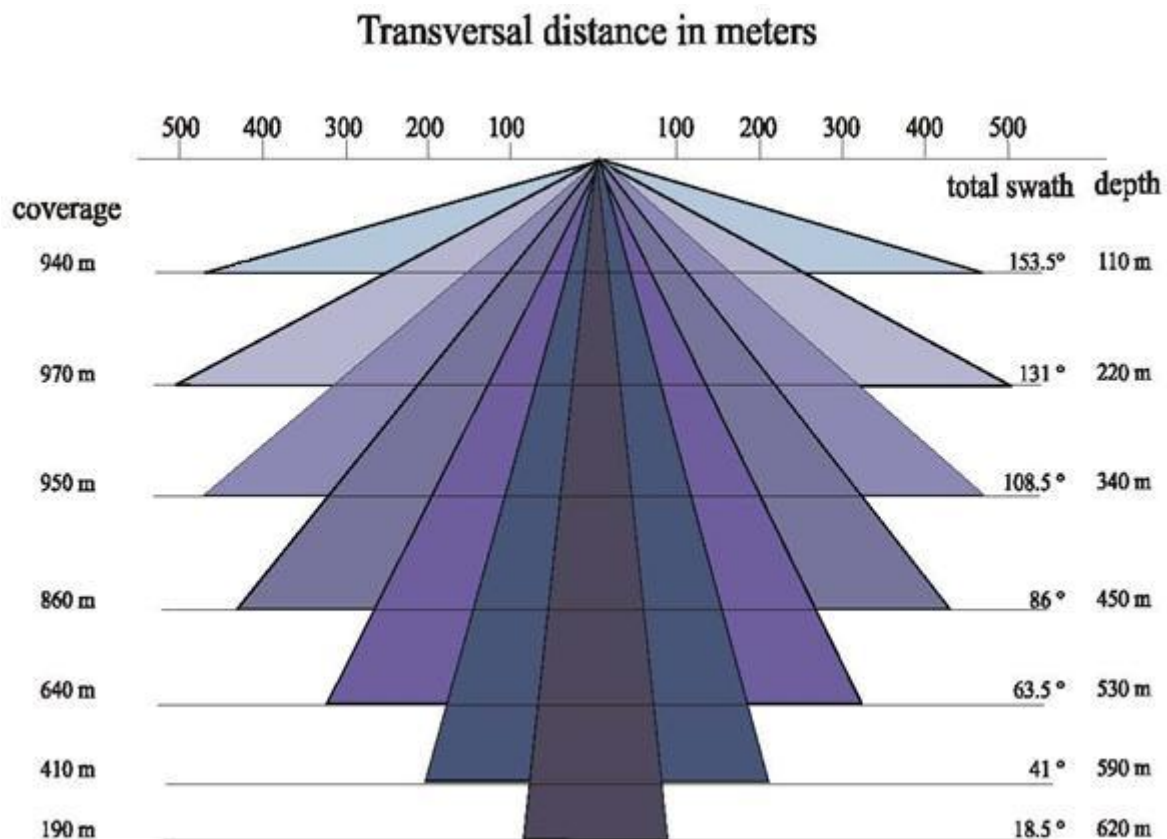


Abbildung 14: Maximale Messtiefe und laterale Abdeckung des SEA BEAMs 1180 für verschiedene Tiefenstufen (aus ELAC Operating Manual)

Die zwei kompakten Transducer-Arrays sind gegeneinander gewinkelt und übernehmen je eine Seite der Abdeckung. Nach einer speziellen Methode senden pro Sendeperiode 14 verschiedene Sektoren quasi-simultan ihre Signale aus. In jedem Sektor werden drei untergeordnete Fächer mit wiederum je drei Beams geformt, die mit einer Breite von 1,5° (beamwidth) und in Abständen von 1,25° (beamspacing) aneinandergereiht sind. Die Überlappung garantiert eine lückenlose Abdeckung. Insgesamt werden so 126 Beams über einen Öffnungswinkel von zweimal 75° ausgesendet. Empfangen wird jeweils etwa bis 77° (Abbildung 15).

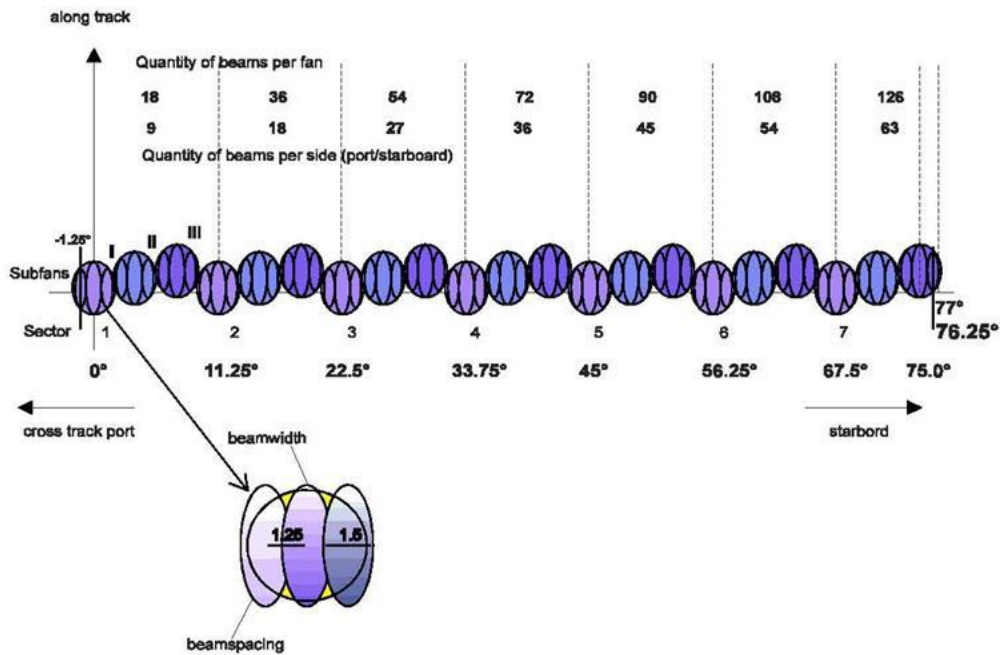


Abbildung 15: Anordnung der Beams bei Aussendung durch die Transducer des SEA BEAMS 1180 (aus ELAC Operating Manual)

Das System des Seabeams 1180 setzt sich grundsätzlich aus zwei Untereinheiten zusammen. Zum Einen aus dem akustischen System zur Entsendung und Aufnahme der Signale und zum Anderen aus den Einheiten zur Datenverarbeitung und Ausgabe. Das Messsystem besteht aus den zwei Transducer-Arrays, der Transmit/Receive Unit SEE 30 und einem Sensor zur Erkennung und Protokollierung der Schiffsbewegung (Roll, Pitch, Heave). Die mitgelieferte Software zur Verwaltung und Ansicht der Daten läuft auf einem normalen PC (Abbildung 16). Die Ortung der Schiffsposition, Fahrtrichtung und dem Kurs über Grund sowie die Errechnung der Schiffsgeschwindigkeit muss von einem externen GPS-System übernommen werden.

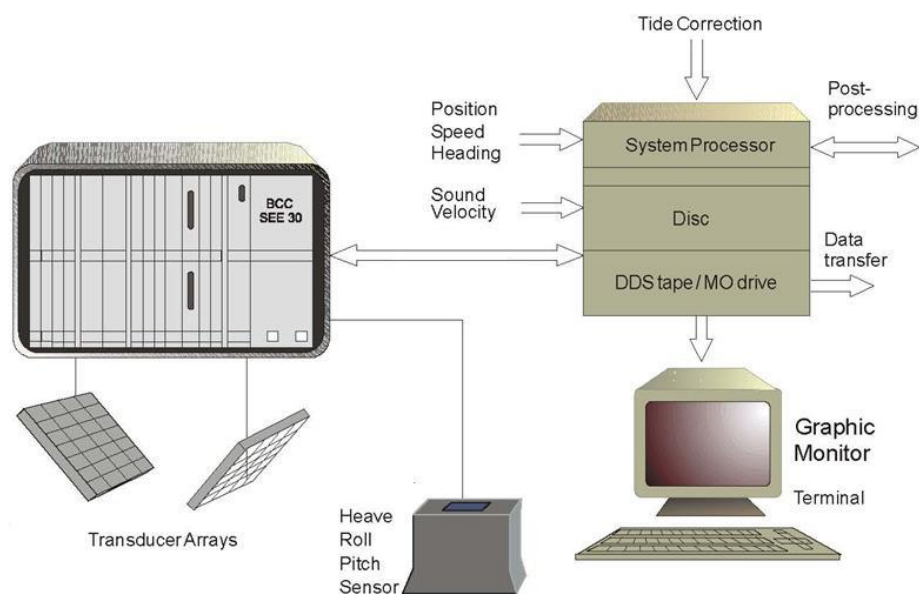


Abbildung 16: Systemkomponenten des SEA BEAMS 1180 (aus ELAC Operating Manual)

3.3 Gran Campo II und Installation des SEA BEAMs

Die Messfahrt wurde mit der Gran Campo II durch geführt. Sie ist 12,6 m lang und 3,6 m breit und erreicht eine Geschwindigkeit von etwa 11 kn. Damit ist sie langsamer als große Forschungsschiffe, was aber in den Fjorden nicht so sehr ins Gewicht fällt, da dort der Anteil an geraden Fahrtstrecken wesentlich geringer ist als auf offener See. Die häufigen Kurvenfahrten setzten eine gute Manövrierbarkeit des Schiffes voraus, worin die Gran Campo II dank ihrer geringen Länge besondere Stärke besitzt. Zum Übersetzen ans Ufer, Verladen von Ausrüstung, zur Durchführung von Erkundungstouren und Wartungsarbeiten am Seabeam wurde außerdem ein motorisiertes Schlauchboot mitgeführt. Es war achtern am Verloaderahmen befestigt, wo sich zusätzlich eine elektrische Winde befand.



Abbildung 17: Die Gran Campo II im Seno Skyring im März 2008.

Sämtliche Steuerungseinheiten des SEA BEAMs wurden in der Fahrerkabine installiert, wo auch die übrigen Instrumente wie das Sedimentecholot bedient wurden. Über Monitor und Eingabegeräte konnte das Multibeam direkt neben dem Kapitän gesteuert werden, wodurch eine unmittelbare Rückkopplung zwischen Messvorgang und Schiffskurs gegeben war (Abbildung 19). Der Transducer selbst war mit einer eigens gefertigten Halterung vor dem Bug montiert. Bei schlechtem Seegang oder für Passierfahrten konnte er an Deck gehoben werden, um Schäden am Gerät zu vermeiden und die Geschwindigkeit des Schiffes zu erhöhen (Abbildung 18). Das GPS-Navigationssystem befand sich ebenfalls im Fahrerhaus, die Antenne auf dem Dach. Wegen möglicher Schwankungen oder Totalausfällen des Stromnetzes waren alle für die Messung notwendigen Systemteile vorbeugend an eine unterbrechungsfreie Spannungsversorgung angeschlossen, das kurze Versorgungspausen überbrückt oder wenigstens ausreichend Zeit liefert, damit wichtige Daten der laufenden Operation gesichert werden können.



Abbildung 18: Die Gran Campo II mit Blick auf Haltevorrichtung des Transducers.

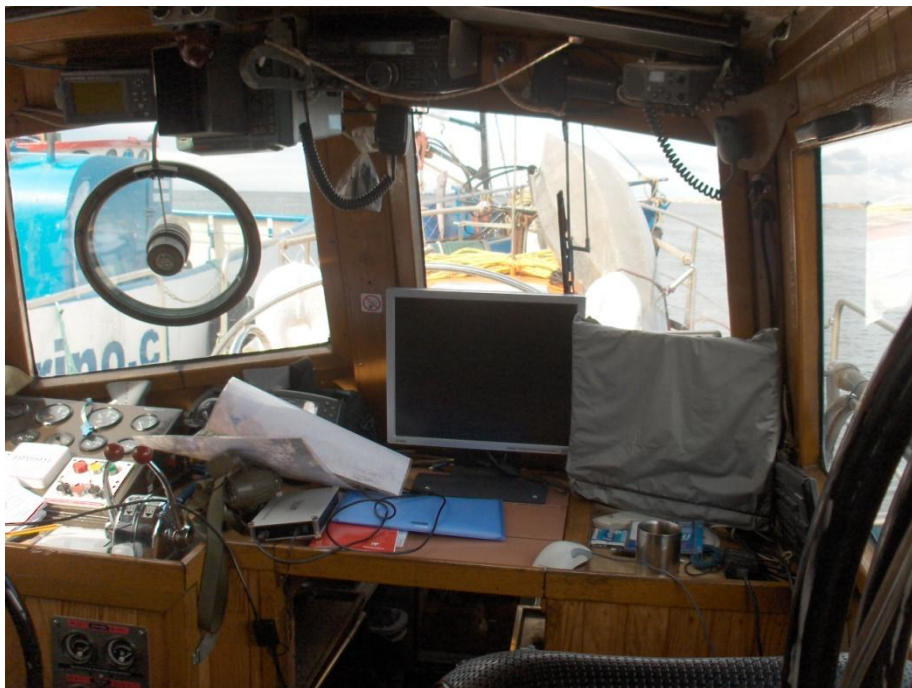


Abbildung 19: Fahrerkabine mit Arbeitsfläche und Monitoren zur Steuerung des Multibeam und des Sedimentecholotes (aufgenommen im Hafen von Punta Arenas)

4 Ablauf und Auswertung der Messung

4.1 Abdeckung

Eine bathymetrische Kartierung erfordert eine möglichst flächendeckende Beschallung des betreffenden Untergrundes. Außerdem sollen die gesammelten Daten eine gewisse Qualität besitzen. Die Vermessung muss daher strukturiert ablaufen und am besten im Vorfeld operativ durchgeplant sein. Dabei sind insbesondere bekannte praktische Tücken der Aufnahme zu berücksichtigen.

4.1.1 Allgemeine Überlegungen

Die lückenlose Abtastung des Bodens seitlich zur Fahrtrichtung ist durch die sich überlappenden Beams des Sendefächers technisch gewährleistet. In Fahrtrichtung entstehen erst bei zu hoher Geschwindigkeit, wenn die Ping-Rate überholt wird, Lücken zwischen den einzelnen Messstreifen. Bei angemessener Fahrt braucht demnach nur ein sinnvoll angelegtes Messmuster abgefahren werden, sodass das komplette Gebiet überstrichen wird. Benachbarte Bahnen werden dann wenigstens abschließend, wenn nicht gar überlappend, gefahren.

Theoretische Überlegungen hierzu erlauben mehrere Optionen (Hughes-Clarke, 1999; siehe Abbildung 20). Entscheidendes Kriterium bei dieser Wahl ist die erreichte Qualität der einzelnen Beams innerhalb eines Pings. Die äußeren Beams sind aufgrund ihrer größeren Laufwege und flacheren Einfallwinkel stets ungenauer als die mittleren um den Nadir. Konzeptuell ist es deshalb vertretbar, den Fächer vereinfachend in Abschnitte hoch- und geringwertiger Beams zu unterteilen. Legt man die Grenze bei einem Abstrahlwinkel von 45° an, entspricht die als gut bewertete Strecke am Grund gerade dem Doppelten der örtlichen Tiefe. Werden die Messreihen also im Abstand der Tiefe voneinander gefahren, wird jeder Punkt des Untergrundes doppelt mit guter Qualität überdeckt (High quality double coverage). Verdoppelt man den Abstand, wird noch einfach mit hoher Güte abgedeckt (HQ single coverage). Für geringer qualitative, komplette Abdeckungen können auch die Beams jenseits der 45° -Schwelle in das Schema einbezogen werden. Die Bahnen sind dann im Extremfall so angelegt, dass sich die äußersten Beams der benachbarten Fächer noch gerade eben überschneiden (single coverage).

Welches Konzept nun zur Anwendung kommt, hängt aber nicht allein von der gewünschten Qualität ab. Letztlich muss immer auch die zu bearbeitende Fläche betrachtet und der damit verbundene zeitliche Aufwand abgewogen werden.

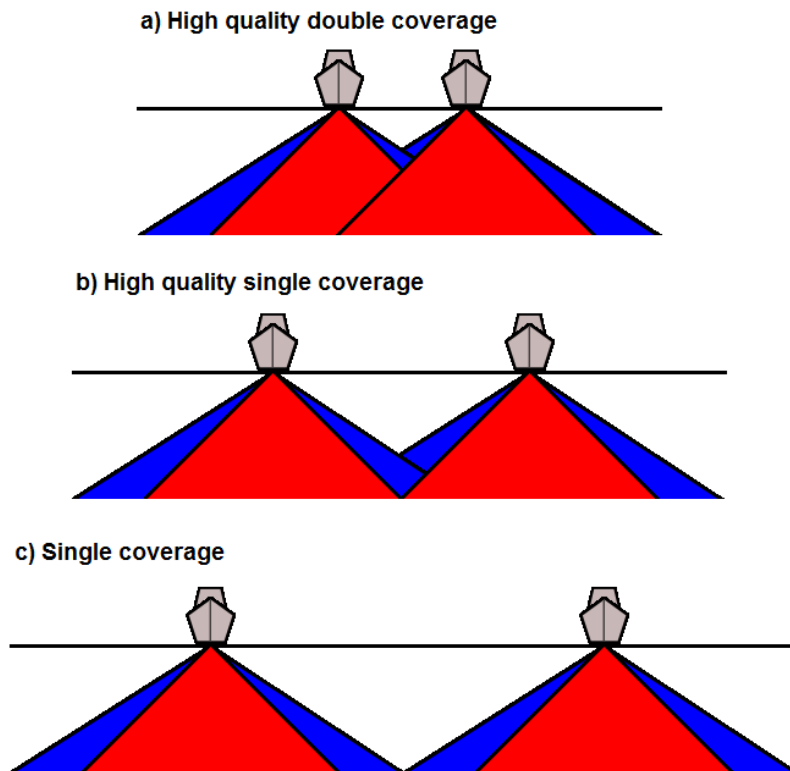


Abbildung 20: Verschiedene Möglichkeiten den Boden bei der Messung vollständig abzudecken. Die roten Bereiche markieren den hochgenauen Bereich innerhalb eines Abstrahlwinkels von 45° . Die äußeren, ungenauen Beams befinden sich im blauen Bereich (nach ICES Report, 2007).

Abgesehen davon unterliegt jedes Messschema zusätzlich geometrischen Schwierigkeiten. Da die Meerestiefe anders als hier angenommen normalerweise nicht über größere Gebiete konstant ist, ergeben sich während der Fahrt Veränderungen in der Abtastbreite des Sonarfächers, weil sich der Schallkegel mit steigender Tiefe zunehmend stärker weitet. Das hat eine Verformung der Ränder der Messspur zur Folge, was es unmöglich macht, ein immer gleiches Maß an Überlappung einzuhalten. Um in extremen Fällen ein Entstehen von Lücken zwischen den Bahnen zu vermeiden, muss der Kurs mitunter kurzfristig geändert und enger gefahren werden. Ein strikt vorgezeichneter Fahrplan ist daher nur eine Idealvorstellung.

Ein weiteres Problem für die gleichmäßige Abtastung des Bodens stellen Kursabweichungen beziehungsweise Kurvenfahrten allgemein dar. Mit der Gierung des Schiffes versetzt sich auch automatisch der Fächer des Sonars, sodass die geregelte Abfolge der Streifen gestört wird. Die Pings stellen sich schief gegeneinander und brechen die Abdeckung auf. Deutlich wird dies besonders in den Kurven, wo sie sich an der Innenseite überschneiden und nach außen hin ausfransen. Dadurch erhält man zur einen Seite eine übermäßig hohe Überdeckung auf kleinen Raum, während sie auf der anderen Seite zwangsläufig auf größerer Fläche ausgedünnt wird (Abbildung 21). Knickpunkte und Kurven in der Fahrt sollten darum so gelegt werden, dass sie nachträglich glatt überfahren werden können oder von vornherein außerhalb des interessierenden Messfeldes liegen.

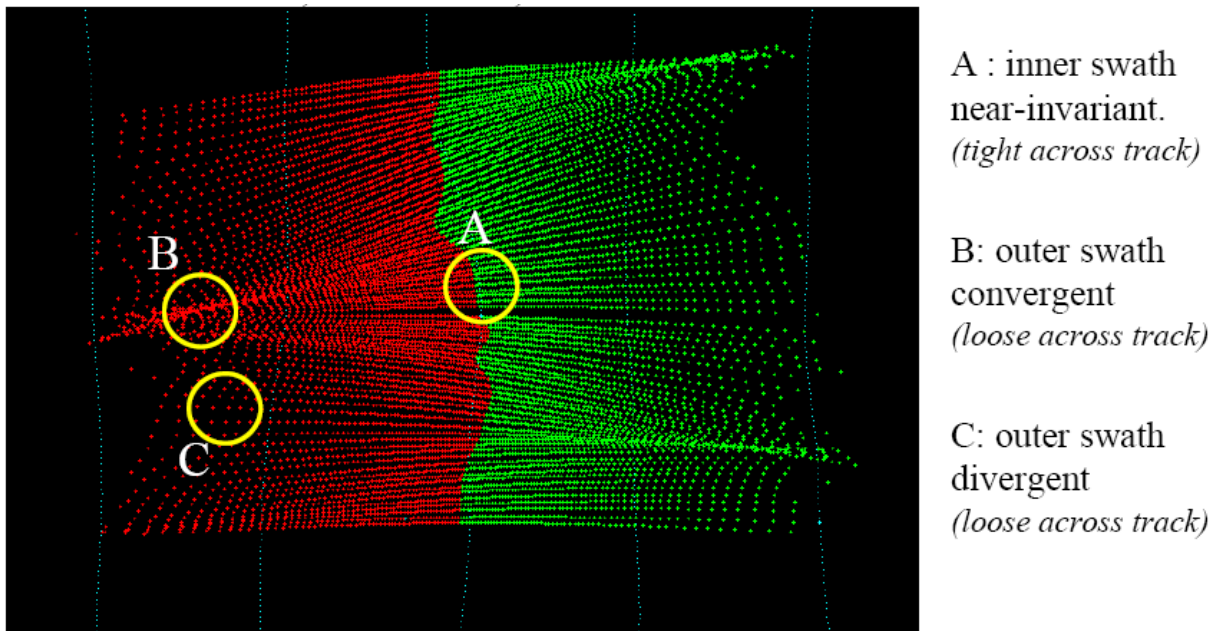


Abbildung 21: Abdeckungsprobleme mit den äußeren Beams. Beispiel eines EM3000 bei 36 m Wassertiefe, einer Geschwindigkeit von 12 kn und Seegang Stärke 4. (aus Hughes Clarke et al., 1999)

4.1.2 Die Praxis am Gran Campo Nevado

Jedes der aufgezeigten praktischen Probleme wird in einem Fjordgebiet noch einmal besonders kompliziert. Während es auf offener See verhältnismäßig einfach ist, lange parallele Bahnen zu fahren und die Züge gegebenenfalls an das submarine Relief anzupassen, ist das in den schmalen, gewundenen Fjorden kaum zufriedenstellend realisierbar.

Es fängt bereits damit an, dass sich das Messgebiet an der Uferlinie orientieren muss. Wo auf dem Meer großzügig rechteckige Felder abgefahren werden können, bleibt hier nichts anderes übrig als sich den natürlichen Umständen anzupassen. Zwar muss nicht unbedingt jedem Bogen der Küste nachgegangen und stattdessen kann ein zweckmäßiges Messstück aus dem Wasser herausgeschnitten werden. Doch damit bliebe die Nahtstelle zwischen Wasser und Land unbesehen und der Anschluss vom Trog des Fjordes zum Umland ginge verloren. Diese beiden Hälften aber gerade zu verknüpfen und in einen morphologischen Zusammenhang zu bringen, war ein erklärtes Ziel der Vermessung. Wann immer es daher möglich war, wurde versucht dem Uferlauf zu folgen, um mit der Bathymetrie ein in der Form passendes Gegenstück zum Festland zu erhalten.

Soweit der Fjord gerade und gestreckt ist, kann die Messbahn leicht an seinem Rand entlanggeführt werden und im Weiteren lässt sich strukturiert ein Messfeld erschließen. Wenn aber schon für den äußersten Zug eine Schlangenlinie gefahren werden muss, setzt sich diese Unregelmäßigkeit in die angrenzend gemessenen Reihen fort. Die sich graduell verstärkenden Bögen sind nur mit antizyklischer Bahnführung und vorausschauender Fahrt wieder einzuregeln oder manchmal auch erst durch eine radikale Deckungsschneise

eindämmbar. Unter Umständen heben sie sich aber durch Knotenbildung selbst auf oder dehnen sich so weit, dass schlussendlich nichts als eine langgeschwungene Kurve übrigbleibt. In jedem Fall resultieren aus der verschlungenen Fahrt zahlreiche Drehungen des Schallfächers, die zu den erwähnten Unregelmäßigkeiten in der Abdeckung führen. Dieses Problem war nie zufriedenstellend lösbar, da sich die Formen der Fjordbecken für eine rasterartige Vermessung häufig als ungünstig erwiesen. Beispielhaft darf hier die Bahía Bahamondes (Abbildung 22:) gelten.

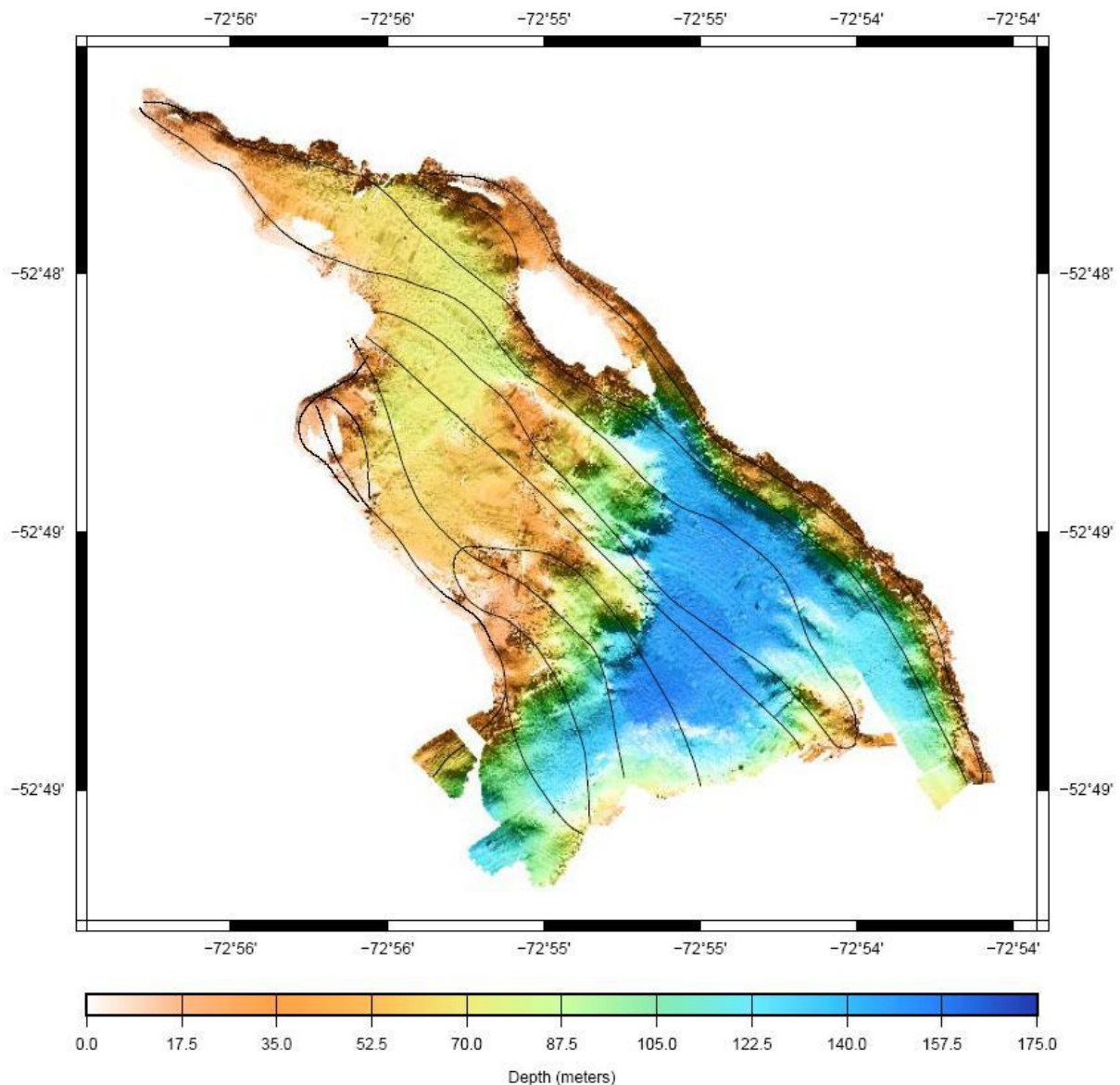


Abbildung 22: Bathymetrie in der Bahía Bahamondes (Gajardo Kanal). Die Führung der Tracks (schwarze Linien) wird versucht, der natürlichen Form der Bucht anzupassen ohne dabei ein regelmäßiges, die vollständige Abdeckung gewährleistendes Grundmuster zu verlieren.

Doch nicht nur die Berandung der Wasserfläche hat Einfluss auf die Führung der Messbahnen. Sie gibt nur die Rahmenbedingungen für die Abmaße des Untersuchungsfeldes vor. Zusätzlich und viel stärker wirkt in den Fjorden die Tiefe auf die Ausgestaltung der Kurslinie. Durch das extreme subaquatische Relief steht eine Detektion der Tiefe über eine

Tiefenspanne von oft mehreren hundert Metern an. Bei Unkenntnis des Verlaufs der Isohypsen kann es daher passieren, dass starke Steigungen in den gewählten Profilen auftauchen, die die Weite des Sonarfächers am Boden erheblich schwanken lassen. Grundsätzlich empfiehlt es sich deshalb, eine bestimmte Tiefenstufe zu halten und die Bahn am Relief entlangzuführen. Dies konnte jedoch in den unerforschten Fjorden des Gran Campo nicht ohne Weiteres umgesetzt werden. Die Schwierigkeit bestand dort darin, auf ein im Detail unbekanntes Tiefenrelief spontan so zu reagieren, dass, den weiteren Kurs antizipierend, die Spurweite der Messung einigermaßen konstant oder wenigstens in Anschluss zur nächstgelegenen Bahn gehalten werden konnte.

Ungemein hilfreich dabei war die unmittelbare Steuerbarkeit der Fächerweite des SEA BEAMs (siehe Abbildung 14). In flachen Gewässern konnte die geschrumpfte Spur so verbreitert werden, während der Schallkegel in großen Tiefen mit positiven Nebenwirkungen für die Auflösung verengt wurde.

Den dennoch entstandenen Mängeln in der Abtastung wurde damit begegnet, dass ausgenommen schlecht aufgelöste Flächen oder gar versehentliche entstandene Lücken nach Möglichkeit neu überdeckt wurden. Eine generelle Doppelziehung der Bahnen wurde allerdings aus Zeitgründen nicht vorgenommen, da das Augenmerk eher darauf lag, eine größtmögliche Fläche zu erkunden und nicht darauf, die meist ordentlichen Daten aufwendig zu verdichten. Tendenziell wurde daher ein Single Coverage verfolgt, weitestgehend mit Überschneidung der äußeren Beams und einer breiten Doppelung der Spurränder, wann immer es nötig erschien.

4.2 Processing

4.2.1 Processing durch das Seabeam

Um aus den aufgenommenen Messgrößen verwertbare Bathymetriedaten zu gewinnen, muss zunächst ein Processing der reinen Hydrophondaten vorgenommen werden. Dies geschieht automatisch durch das Seabeam, das eine werkseitig vorgegebene Verarbeitungsroutine durchläuft. Die bloßen Impuls- und Phaseninformationen werden dabei in mehreren Schritten datentechnisch aufbereitet und schließlich gebündelt und geordnet ausgegeben.

Zu Beginn werden die Signale nach dem Prinzip des Beam Steerings in bestimmten Zeitintervallen (time-slice) mithilfe einer Fourier Transformation (FFT) sortiert und ausgerichtet. Anschließend wird ein Algorithmus zur Noise-Unterdrückung auf sie angewendet, der jeweils einen speziellen Wert (dynamic threshold value) für spätere Berechnungen ermitteln. So vorbereitet werden aus den Time-Slice-Daten Einfallswinkel (DOA) und Ankunftszeiten (TOA) der Echos errechnet und paarweise zusammengefasst. Diese sind dann um die Schiffsbewegung korrigiert und aus dem Messsystem in das globale Koordinatennetz transformiert. Gleich zwei Prozeduren werden parallel für diese Umrechnungen genutzt: Bearing Direction Indicator (BDI) und Weighted Mean Time (WMT).

Sie produzieren beide eigenständig verwendbare Daten, haben aber jeweils in bestimmten Konfigurationen und Winkelbereichen ihre besonderen Stärken. Das wird ausgenutzt, um durch eine qualitätsorientierte Auswahl der einzelnen Wertepaare die Vorteile beider Verfahren zu kombinieren und die Genauigkeit der gesammelten Daten zu erhöhen.

Die letztlich erhaltenen Bathymetriedaten sind pro Ping berechnet, so dass alle Messwerte eines Impulses und damit eines Bodenstreifens gleichbehandelt und sinnvoll zusammengefasst wurden. Sie liegen dann als sogenannte Rohdaten (raw data) vor und enthalten nichts als die einfachen Beams kodiert in DOA und TOA. Auf diese Weise können die Daten problemlos von anderen Programmen weiterbearbeitet werden (Abbildung 23).

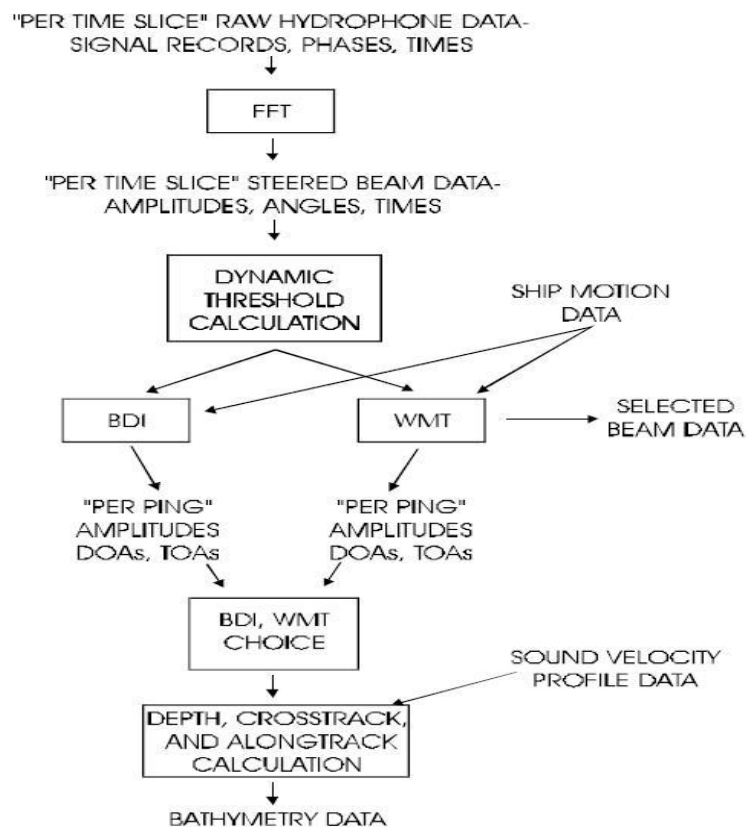


Abbildung 23: Systeminternes Processing-Schema des SEA BEAMs 1180 (aus ELAC SEA BEAM Theory of Operation)

4.2.2 Postprocessing

In der Nachbearbeitung werden die Datensätze zunächst strukturiert archiviert und in sekundäre Dateiformate umgewandelt. Hauptsächlich dient sie dazu, grobe Messfehler und Artefakte aus den Rohdaten zu beseitigen. Als letzter Schritt werden die editierten Daten geplottet. Zur Bearbeitung der Daten dieser Arbeit wurde die Open Source Software MB-System² in der Version 5.1.2 verwendet. Das Programm kann sowohl zur Editierung als auch zur Darstellung von Multibeam-Daten genutzt werden.

² <http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/MB-System/>

4.2.2.1 Organisation der Daten

Die rohen Bathymetriedaten wurden im Laufe der Fahrt abschnittsweise in einzelnen Dateien abgespeichert. Die Größe der Dateien wurde dabei meist manuell festgelegt und orientierte sich an abgeschlossenen Messschlaufen oder markanten Wegpunkten im Untersuchungsfeld. Nur bei nebenher laufenden Messungen auf Transitstrecken wurden feste Dateigrößen vorgegeben. Für die verschiedenen Messgebiete lag daher jeweils ein bestimmter Satz an Dateien mit Rohdaten vor. Diese wurden gebietsweise sortiert und mit MB-System namentlich in rekursive Datenlisten eingetragen, über die später jederzeit schnell und zielgerichtet auf die eigentlichen Daten zugegriffen werden kann.

Datenlisten werden mit der Endung „.mb-1“ gekennzeichnet. Die Rohdaten selbst sind nach der direkten Auslesung aus dem SEA BEAM-System noch im ELAC-Format und mit der Dateiendung „.xse“ versehen. Damit sie in weiteren Verarbeitungsschritten besser von MB-System lesbar sind, werden zu jeder Rohdatei je drei programmeigene Zusatzdateien erstellt. Deren Aufgaben machen die Dateiendungen deutlich: fast bathymetry (.fbt), fast navigation (.fnv), info (.inf).

4.2.2.2 Editierung der Tiefendaten

Das Säubern der Rohdaten von qualitativ mangelhaften oder auch gänzlich falschen Werten erfolgt mit dem speziellen Unterprogramm MBedit. Es bietet eine grafische Benutzeroberfläche auf der sämtliche Pings einer Datei als Datenreihen dargestellt werden, deren einzelne Punkte die Beams des Sonarfächers repräsentieren. Sie geben in ihrer streifenweisen Anordnung eine Vorstellung von der Gestalt des vermessenen Untergrundes. Die Datenpunkte besitzen einen Tiefenwert und einen horizontalen Abstandswert vom Nadir. Ihnen zugeordnet sind die extern erfassten Positionsdaten sowie Schiffsgeschwindigkeit, -kurs, Kurs über Grund und Roll, Pitch und Heave des Schiffes. Ein Datenpunkt kann in seinen Werten nicht verändert werden. Es steht lediglich frei, ihn für spätere Berechnungen und Plots zu benutzen oder ihn zu ignorieren. Die Beams können daher nicht gelöscht, sondern nur als „aussortiert“ markiert werden. Alle weiteren Verarbeitungsschritte basieren demzufolge auf zwar ausgewählten, aber tatsächlich aufgenommenen Daten und nicht auf präparierten, mutmaßlichen Werten.

Die Markierung der Beams kann entweder per Hand oder mittels verschiedener Filter automatisch durchgeführt werden. Während bei der manuellen Bereinigung im Prinzip jeder einzelne Beam subjektiv bewertet werden kann, gibt man mit dem Filter allgemeine, objektive Schwellengrößen vor, die für alle Beams gleich gelten. Alle Datenpunkte, auf die die vorgegebenen Ausschlusskriterien zutreffen, fallen statistisch durch das Raster und werden markiert. Schwellenwerte sind etwa prozentuale Tiefenabweichung vom Mittelwert oder bestimmte Öffnungswinkel des Fächers.

Vor- und Nachteile der beiden Methoden müssen abgewogen werden. Die manuelle Beseitigung von unerwünschten Beams ist zwar einerseits viel genauer als jede

automatisierte Routine, aber andererseits auch sehr zeitaufwendig. Filter arbeiten hingegen schnell, aber grob. Sie sortieren rigoros jeden unerwarteten Datenpunkt aus und sind schwer auf abwechslungsreiche Untergründe einstellbar. Am effektivsten ist daher eine Kombination beider Techniken. Sich wiederholende Datenmuster lassen sich gut durch angepasste Randbedingungen vorfiltern und im Detail per Hand nachbearbeiten. Ändert sich das Bodenprofil stark, müssen abschnittsweise Filter definiert werden, um die Qualitätsbeurteilung der Daten nicht durch einen überdehnten Werterahmen zu locker werden zu lassen.

Für Bathymetriedaten aus Fjordgebieten ist dies im Besonderen ein Problem, da Flachwasser und größere Tiefen oft nahe beieinander liegen. Speziell die steilen Uferflanken erschweren die Einschätzung der Güte der Datenpunkte. Diese werden meist mit den Rändern des Sonarfächers abgedeckt und damit von den ungenaueren äußeren Beams erfasst. Die generellen methodisch bedingten Abweichungen in den Randbereichen der Pings, die sich häufig durch horizontale Aufweitung und vertikale Versetzung der Tiefenpunkte oder Verbiegung der ganzen Spur äußern, vermischen sich mit dem ungewöhnlich ansteigenden Profil. Artefakte sind darum nicht hundertprozentig von tatsächlichen Strukturen zu trennen. Gerade in diesem Punkt muss also interpretativ und im Vergleich mit der Umgebung der betreffenden Stellen manuell markiert werden. Verirrte, vom Untergrund quergestreute Beams dagegen, sind als klar abgesetzte Ausreißer deutlich auszumachen. Sie können genauso wie offensichtliche, durch zu große Tiefen verursachte Scheinhorizonte bequem weggefiltert werden (Abbildung 24).

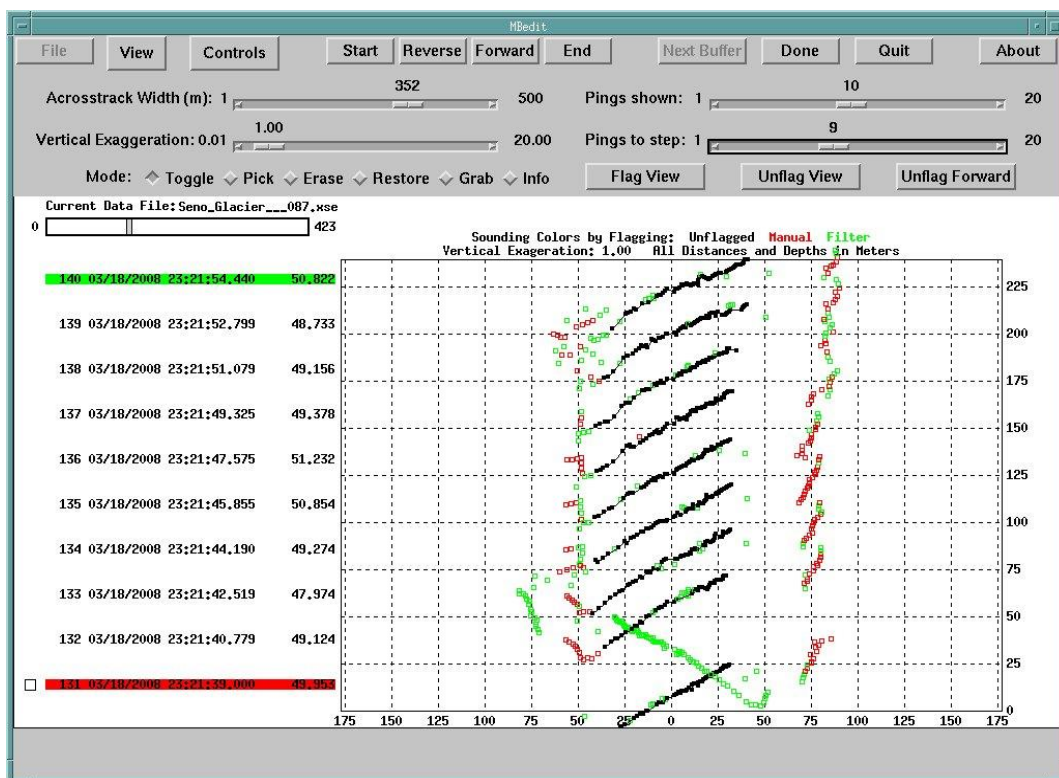


Abbildung 24: Screenshot von der Editierung der Tiefendaten mit MBedit. Schwarze Beams werden für die Berechnung der Karten verwendet, grüne wurden rausgefiltert, rote manuell entfernt.

Insgesamt war die Qualität der Daten für ein bathymetrisch anspruchsvolles Gebiet wie die Gran Campo Region erstaunlich gut. Es wurde versucht, von den vorhandenen Daten möglichst viel für die Erstellung der Karten zu erhalten, da die Überdeckung der vermessenen Felder größtenteils recht dünn war und eine umfangreiche Aussortierung von Datenpunkten Lücken gerissen hätte. Auf eine übertrieben gründliche Bereinigung der Daten wurde deshalb verzichtet, zumal auch der Grad der relativen Abweichung einzelner Punkte stark mit der Tiefenregion und dem letztlich gewählten Maßstab schwankt. Entfernt wurden darum vor allem Strukturen, die realitätsfern oder augenscheinlich verzerrt waren, beziehungsweise Punkte, die bei natürlicher räumlicher Darstellung deutlich aus der Menge hervortraten.

4.2.2.3 Editierung der Navigationsdaten

Die oben genannten Navigationsinformationen sind in eigenen Dateien gespeichert und werden gesondert editiert. Da sie von wesentlich geringerem Umfang als die Tiefendaten sind, können sie leicht manuell bearbeitet werden. Das Prinzip ist das gleiche wie bei der Bathymetrie: Die einzelnen Positionsgrößen werden als Datenpunkte dargestellt und können aussortiert, aber nicht verändert werden. Sind fehlerhafte Punkte markiert, ist es außerdem möglich den Datensatz neu zu justieren, indem über die entstandenen Lücken interpoliert wird (Abbildung 25).

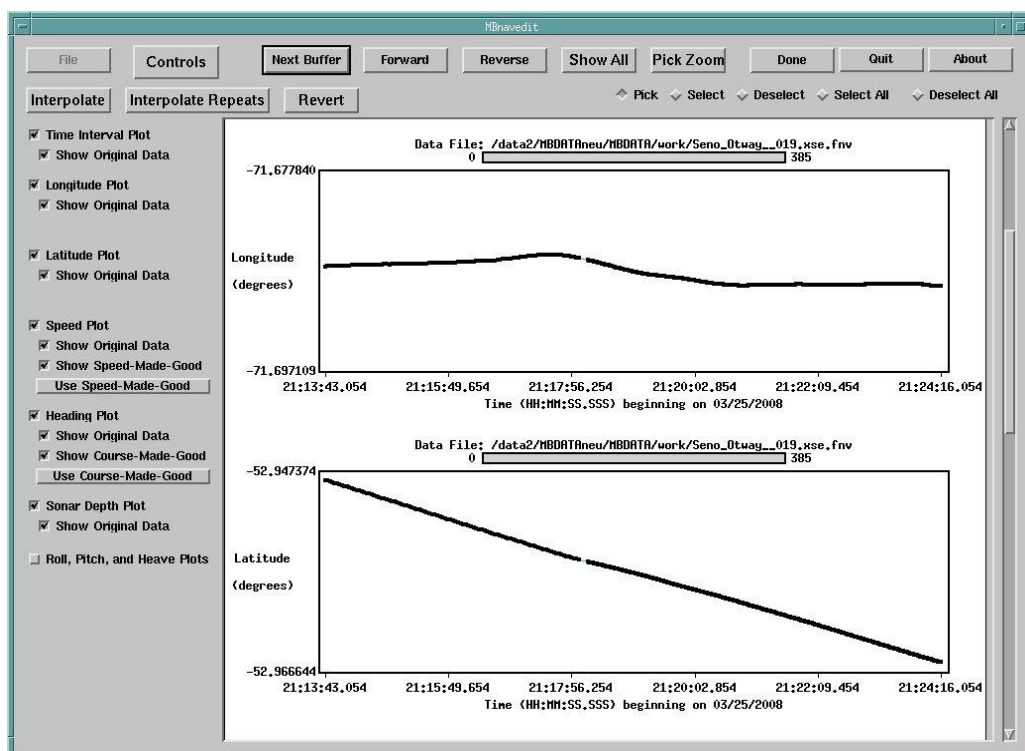


Abbildung 25: Screenshot von der Editierung der Navigationsdaten mit MBnavedit.

Wegen der teilweisen gegenseitigen Abhängigkeit der Größen verändern sich durch die Korrektur unter Umständen mehrere Wertereihen. Wird bspw. eine falsche, weil abseits der Fahrtlinie liegende Positionscoordinate „gelöscht“, ergibt sich mit der Interpolation über die

verbleibenden Punkte zwangsläufig ein neuer Kurs. Damit muss sich jedoch auch die Fahrtgeschwindigkeit um diesen Punkt herum ändern, da sich sonst physikalische Unbestimmtheiten eröffnen, die die Navigationsdaten in sich inkohärent werden lassen.

Die Fehlerquote allgemein war überschaubar. Meist fanden sich ein paar starke Ausreißer in den Kurskoordinaten zusammen mit korrespondierenden Unstimmigkeiten in der Geschwindigkeitsaufzeichnung. Diese waren schnell beseitigt. Die Protokolle zur Bewegung des Schiffes um seine Raumachsen zeigten keine Auffälligkeiten. Roll, Pitch und Heave blieben daher unverändert.

4.3 Probleme bei der Messung und Auswertung

4.3.1 Probleme bei Kalibration

Wie sich bei der Nachbetrachtung der Daten herausstellte, wurde fast die gesamte Fahrt über vom Transducer aus mit einem schrägen seitlichen Winkel (Roll) gemessen. Hier muss es Probleme bei der Kalibration oder einen späteren Schlag am Gerät gegeben haben.

Dies äußerte sich darin, dass in den Karten bei benachbarten Messzügen auf ganzer Länge konstant mit der Tiefe wachsende Versätze auftraten, die mit Blick auf die sonstige Morphologie nicht sinnvoll erklärt werden konnten. Der Fehler schien an allen Stellen, an denen sich seine Wirkung mit Sicherheit feststellen ließ, gleicher Art zu sein. Stets fand sich eine Tendenz eines künstlich gekippten Grundes, backbord in die Tiefe, steuerbord in die Höhe. Besonders auffällig war dieses Phänomen bei Böden, die als in Wirklichkeit flach und eben eingeschätzt wurden. Das konnte vor allem von den Sohlen der großen Gletscherbecken behauptet werden, die mit großer Wahrscheinlichkeit einen ruhigen, gleichmäßigen Tiefengang auf annähernd konstantem Niveau haben.

Zur Behebung des Fehlers wurde daher ein Stück in einem Becken des Swett Kanals ausgewählt, von dem angenommen wurde, dass es verhältnismäßig eben ist, dessen bathymetrische Karte aber gleichzeitig starke Artefakte zeigte (Abbildung 26, links). Die durchschnittliche Tiefe im abgebildeten Gebiet lag bei 311,30 m. Mithilfe von MB-System ließ sich mit mblist der gemittelte Winkel quer zur Fahrtrichtung (acrosstrack slope) ausgeben, der für diesen Bereich bei rund $-2,823^\circ$ lag. Wenn man von einer in der Realität nahezu ebenen Fläche ausging, musste dies die Missweisung des Transducers sein. Um diese zu korrigieren, wurden die Tiefen mit ebendiesem Winkel unter umgekehrtem Vorzeichen mit mbprocess neu berechnet. Ergebnis war eine weitestgehende Einebnung der Probefläche (Abbildung 26, rechts).

Da der Fehler als über die gesamte Fahrt konstant angenommen wurde, wurde der ermittelte Winkel als globaler Korrekturfaktor verwendet - außer für den Messabschnitt im Seno Otway (siehe unten). Die meisten Karten verbesserten sich dadurch sichtbar. Selbst dort, wo zuvor keine offensichtlichen Artefakte auftraten, beruhigte sich der Untergrund im Ganzen und wurde glatter. Oft verschwanden körnige Streifen, die entlang der Ränder der Messspuren verliefen.

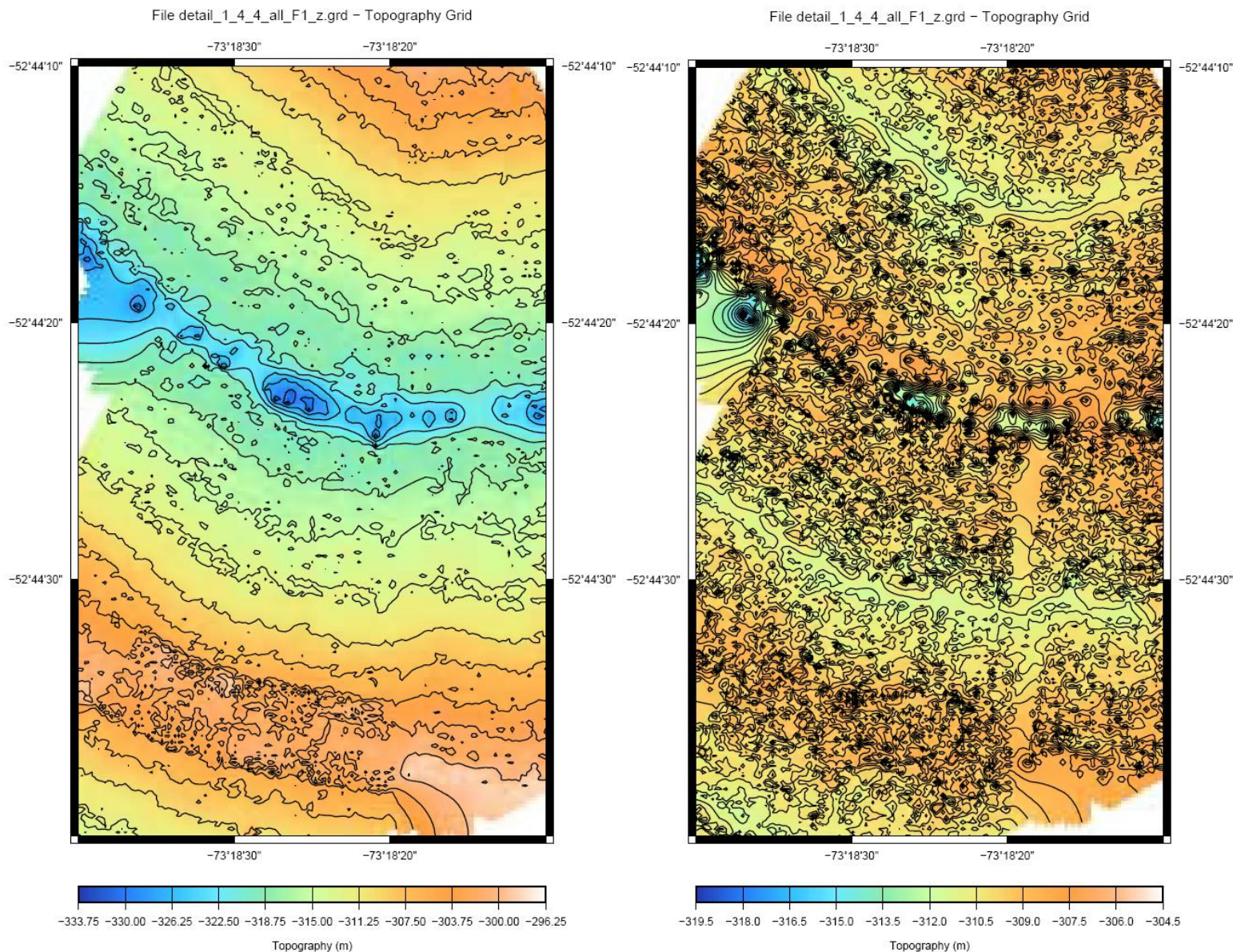


Abbildung 26: Ein in der Realität weitgehend ebener Grund im Swett Kanal vor (links) und nach (rechts) der Korrektur der Transducer-Schrägstellung. Die Einengung des Tiefenbereiches sowie die fleckenartig auftretenden Konturlinien und die überwiegend orange Farbe zeigen rechts die Einebnung des Bodens nach der Korrektur an. (Karten nach Standard-Skript von MB-System, siehe Kapitel 4.1.1)

4.3.2 Neukalibration für den Seno Otway

Bei der Vermessung des Uferabschnittes im Seno Skyring ereignete sich ein leichter Zusammenstoß des Transducers mit einer plötzlich auftauchenden extrem flachen Struktur. Durch die Berührung verdrehte sich das Haltegestänge, an dem das Gerät befestigt war. In der Folge waren keine vernünftigen Messungen mehr möglich. Für das noch ausstehende Messgebiet im Seno Otway wurde daher die Befestigungsvorrichtung neu justiert und das System neu kalibriert. Die Winkelkorrektur musste deshalb für dieses Gebiet nicht vorgenommen werden.

4.3.3 Fehlende Geschwindigkeitstiefenprofile

Um die gemessenen Laufzeiten der Schallwellen in Tiefen umrechnen zu können, werden ihre Ausbreitungsgeschwindigkeiten unter Wasser benötigt. Das setzt die Messung von Geschwindigkeitstiefenprofilen im Messgebiet voraus, sei es direkt oder über CTDs. Für die hier vermessenen Gebiete wurden allerdings keine solche Messungen vorgenommen, außer für die anfängliche und später erfolgte zweite Kalibration. Eine einzelne CTD-Messung fand im äußeren Seno Glacier weit abseits des Messgebietes statt.

Um wirklich exakte Tiefen aus den Messungen zu erhalten, müssten in zeitlicher und räumlicher Nähe zur Aufnahme der Bathymetrie regelmäßig Geschwindigkeitsprofile der Wassersäule erstellt werden. Das wäre gerade bei den hier vorgestellten weit verteilten Untersuchungsgebieten notwendig, zumal es sich hier nicht um ein offenes Meer, sondern viele isolierte Abschnitte eines gut verzweigten Fjordsystems handelt. Die Form der Kanäle, ihre Anbindung zum Meer und die häufigen Niederschläge haben einen komplexen Einfluss auf den Salzgehalt (Kilian, 2006, 2007) und damit die Schallgeschwindigkeit. Hinzu kommt der Temperatur- und Gezeiteneinfluss. Ein exaktes Bild der Geschwindigkeitsverteilung für alle Gebiete zu bekommen, ist deshalb schwierig und war im Rahmen der Expedition nicht durchzuführen.

Um eine Berechnungsgrundlage zu haben, wurde generell von einer Standardgeschwindigkeit von 1500 m/s ausgegangen. Dies garantiert für alle Gebiete den gleichen Fehler und macht zusammenhängende Abschnitte vergleichbar. Eine unabgestimmte Festlegung von Geschwindigkeiten für geschlossene Fjordabschnitte würde unsaubere Übergänge produzieren. Die Annahme von Geschwindigkeitsschichten wiederum hätte Folgen für die Strahlwegberechnung der Schallimpulse und ließe sie unabsehbar streuen und unnötig Unruhe im Bild entstehen. Eine nachträgliche Geschwindigkeitsmodellierung ist daher nicht trivial.

4.3.4 Unbekannter Gezeiteneinfluss

Die mit den Gezeiten veränderliche Höhe des Meeresspiegels hat grundsätzlich unmittelbare Auswirkungen auf die Tiefenmessung. Um die schwankende Messoberfläche auf ein festes Bezugslevel zu bringen, wird der lokale Gezeitengang als Korrektiv für die Messwerte genommen. In Küstennähe zeigt sich der Gezeiteneffekt meist verstärkt.

Für die bei dieser Messkampagne befahrenen Gewässer liegen jedoch keine Gezeitenmessungen vor. Die vom Servicio Hidrografico y Oceanografico de la Armada de Chile (SHOA)³ betriebenen Messtationen sind zu weit von den betreffenden Gebieten abgelegen, um noch verlässliche Informationen zu liefern können. Auf eine Gezeitenkorrektur musste daher verzichtet werden. Die Höhen der Tiden sind aber erfahrungsgemäß relativ gering. Für den abgeschlossenen Seno Skyring werden sie von Kilian et al. (2007) mit nur $\pm 0,05$ m angegeben. In den westlichen Fjorden liegen sie bei geschätzten 0,5 m.

³ <http://www.shoa.cl/index.htm>

4.4 Erstellung und Konzept der Karten

4.4.1 Verwendete Software

Nach der Editierung der Rohdaten können die bathymetrischen Sätze geplottet werden. Dazu wurde die frei verfügbare Software „Generic Mapping Tools“ (GMT)⁴ in der Version 4.5.1 verwendet, mit der sich komfortabel in einer Unix-Umgebung arbeiten lässt. Das Programm MB-System ist seinerseits in der Lage über verkürzte Befehle standardisierte, GMT-basierte Skripte zur Generierung von Karten zu erstellen. Die so erzeugten Darstellungen sind jedoch meist recht unübersichtlich und schlecht proportioniert, da sie nur dazu dienen sollen, einen ersten Überblick über die gesammelten Daten zu bekommen. Für eine detaillierte, dem gewählten Thema angepasste Karte muss daher ein eigenes GMT-Skript geschrieben werden. Ein Beispiel der in dieser Arbeit verwendeten Skripte befinden sich im Anhang.

4.4.2 Das Gridding der bathymetrischen Daten

Alle bathymetrischen Daten wurden über Grids gelegt, sodass sie rechnerisch in ein regelmäßiges Muster von Zellen eingefasst werden und ein Geländemodell erzeugen. Auf diese Weise entsteht ein glattes und flächendeckendes Abbild des Grundes, anders als es bei einem schlichten Plot der Messwerte der Fall ist. Optisch erscheint die Bathymetrie darum ansprechender. Aber man muss sich bewusst sein, dass diese Darstellung das tatsächliche Messbild verfälscht, weil die ursprünglichen Daten zuvor rechnerisch aufbereitet werden. Einzelne Pings beispielsweise und die für die Rohdaten beschriebenen typischen Strahlenkränze in den Kurven der Messspur sind kaum noch zu erkennen, da die Zwischenräume mit interpolierten Werten aus den benachbarten Datenpunkten überdeckt wurden. Im Maßstab der für die Berechnung gewählten Zellgröße wird der unruhige Rohdatensatz letztlich in den Ausschlägen gedämpft und über das Grid glatt gezogen.

Generell wurden quadratische Zellen von 4 x 4 m für die kleinen Karten beziehungsweise von 10 x 10 m für die großräumigen Gesamtansichten benutzt. Diese Auswahl wurde nach einer gestuften Probe ganzzahliger Zellgrößen über einen Bereich von 1 bis 15 m Kantenlänge getroffen. Entscheidungskriterien dabei waren sowohl die Übersichtlichkeit des Reliefs und die geschmeidige Unterdrückung von Tiefenstreuungen der Rohdaten als auch die Wirklichkeitstreue der Darstellung. Da sich diese Bedingungen gegenseitig beeinflussen, musste zwischen ihnen abgewogen werden. Während in den Detailkarten das Augenmerk eher auf den Erhalt und das Herausformen kleiner Strukturen gelegt und deshalb eine recht kleine Zellgröße verwendet wurde, hatte bei den großen Karten die Nachzeichnung übergeordneter Reliefzüge die Priorität, weshalb dort eine zu enge Zelleinteilung in der Darstellung als rau und störend empfunden würde.

⁴ <http://gmt.soest.hawaii.edu/>

An der unteren Grenze der Auflösungsgröße schien eine Kantenlänge von 4 m der Schwellwert zu sein, bei dem sich die Vor- und Nachteile die Waage halten. Kleinere Zellen heben die einzelnen Pings und Ausreißer stark hervor, so dass ein geriffeltes, narbiges Bild entsteht. Eine gröbere Einteilung lässt erste Strukturen miteinander verschmelzen. Für die obere Grenze von 10 m Kantenlänge ist vor allen Dingen der zweite Aspekt zu berücksichtigen. Oberhalb dieser Auflösungsgröße verläuft und verzerrt das Relief merklich.

Trotz der Verwendung eines Grids können Lücken in der Darstellung der Bathymetrie entstehen, nämlich dort, wo keine Messdaten zur Belegung einer Zelle zur Verfügung stehen. Dies tritt an Stellen auf, an denen nicht überlappend gefahren wurde, oder an weitgefächerten Kehren. MB-System bietet für solche Fälle eine Clip-Funktion, mit der leere Zellen innerhalb eines vorgegebenen Abstandes von den Rändern belegter Zellen mit interpolierten Werten aufgefüllt werden. So können theoretisch beliebig große Datenlücken in der Abdeckung geschlossen werden.

Doch diese Füllflächen sind ab einer bestimmten Größe auffällig glatt und in der Tiefendimension unnatürlich geformt. In der Karte fallen sie dadurch sofort ins Auge oder verwirren wegen der unerwarteten Formänderung im Relief. Bei großen Lücken ist es deshalb sinnvoll auf die Füllung zu verzichten, weil die Darstellung ohne sie anschaulicher bleibt. An den äußeren Rändern des Datenfeldes kommt es außerdem mit der Vergrößerung des Abstandswertes zunehmend zur Ausbildung eines künstlichen Wertesaumes, der das Messgebiet unerwünscht ausweitet.

Trotzdem können kleinere Datenlöcher oder Spalten zwischen zwei Messspuren effektiv durch die Clip-Funktion überblendet werden. In verschiedenen Fallproben erwies sich ein Abstandswert von 25 leeren zwischen zwei belegten Zellen als praktisch. Bei einer Zellgröße von 4 m entspricht das einer Lücke von 100 m Breite, die so maximal geschlossen werden kann. Entlang der Ränder ergeben sich dadurch keine dramatischen Veränderungen. Diese Einstellung gilt für alle bathymetrischen Karten. Flächen ohne Daten sind in grauer Hintergrundfarbe gehalten.

4.4.3 Die topografischen Daten

Da die Bathymetrie nicht für sich allein steht, sondern erklärtermaßen mit der Intention aufgenommen worden ist, die Lücken im Landschaftsbild zu füllen und so erstmals eine ganzheitliche Sicht auf das Fjordrelief zu erhalten, ist den Ansichten immer auch in gleichem Höhenmaßstab die Topographie hinzugefügt. Die Datensätze, die dafür verwendet wurden, entstammen der ASTER GDEM-Datenbank⁵ und sind im Juni 2009 veröffentlicht worden. Sie bieten unter den kostenfrei verfügbaren Daten für die in dieser Arbeit benötigten hohen Breiten die beste, wenn auch keine zufriedenstellende Auflösung mit einem horizontalen Grid von 30 x 30 m und einer vertikalen Genauigkeit von 95 % bei 20 m Höhe.

⁵ <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/>

Die Topografie-Daten wurden zunächst vom Tiff.dtm-Format der ASTER GDEM-Datenbank mithilfe des Programms Global-Mapper in das für GMT lesbare Grid-Format SurferGold6 umgewandelt. Dieses kann GMT-intern in das GMT-Standardformat „netCDF“ konvertiert werden, in dem auch die Bathymetrie-Grids berechnet wurden. Damit beide Grids kombiniert werden können, müssen sie auf eine übereinstimmende Grid-Größe, das heißt: Zell- und Gesamtgröße, gebracht werden. Alle Topografie-Grids wurden daher mit GMT-Funktionen auf die Größe der Bathymetrie-Grids umgerechnet. Im gleichen Zug wurden aus den topografischen Datensätzen alle negativen Höhenwerte entfernt, um Überlagerungen mit der selbstgemessenen, „wahren“ Bathymetrie zu vermeiden. Darüber hinaus wurden Werte bis +20 cm ausgeblendet, da sie in den Karten häufig zu bunt verpixelten Ufern führten. Anschließend wurden die Datensätze so übereinander gelegt, dass alle bathymetrischen Werte gesetzt waren und die Topografie, sofern Daten vorhanden waren, die verbleibenden offenen Zellen besetzte.

4.4.4 Folgen der Kombination von Bathymetrie und Topografie für die Darstellung

Da die zwei Datensätze sowohl in der Auflösung der Raumwerte als auch in der Genauigkeit der Lage der Werte von unterschiedlicher Qualität sind, ergeben sich mit ihrer Kombination unvermeidlich Unstimmigkeiten in der Darstellung des Landschaftsbildes. Am auffälligsten sind relative Verschiebungen der Küstenlinien zueinander und die daraus resultierenden Überlagerungen von Wasser- und Landflächen. Weil die Bathymetrie vor Ort gemessen wurde, kann ihre Lage in diesen Fällen als korrekt angenommen werden, während die unpassende Topografie ignoriert werden sollte.

Probleme ergeben sich vor allem im Höhenbereich bis zehn Meter über dem Meeresniveau. Häufig finden sich an den Ufern größere ebene Landflächen, die es so aller Wahrscheinlichkeit nach nicht gibt. Seichte Tiefen oder Gletschereis könnten gerade an den Enden der Fjordarme zu solch fehlerhaften Satellitenmessungen geführt haben. Auch kleinere, in den Karten von der Bathymetrie überblendete Inseln sind ganz offensichtlich fiktiver Natur, da das Schiff genau an deren angeblicher Position fahren und messen konnte.

Generell überschneiden sich die Säume der Land- und Wasserdaten. Das liegt neben der ungenaueren Topografie auch teilweise an dem künstlichen Rand der Interpolation durch die Clip-Funktion. Dieser Effekt wird allerdings dadurch gemindert, dass aufgrund der zu geringen Wassertiefe tatsächlich gar nicht bis zum Ufer gemessen wurde. Der künstliche Rand füllt deshalb vor allen Dingen die landwärts unvermessenen Margen auf. Wo sich deutliche Überstände auffinden, wird darauf hingewiesen.

Unabhängig davon unterliegt der Übergang von Wasser zu Land einem anhaltenden Wandel. Sedimenteinträge und der Gezeiteneinfluss verändern die Küstenlinie ständig. Da auch über wechselnde Gezeiten hinweg gemessen wurde, ergibt sich letztlich ein zeitlich gemischtes Abbild einer veränderlichen Landschaft. Dies drückt sich in der Bathymetrie weniger in den absoluten Höhenunterschieden der Wasseroberfläche aus - diese Schwankungen sind in Relation zur großen Tiefe gering - als vielmehr in den beweglichen Messabständen zum Ufer,

die sich besonders in flachen Gebieten abhängig vom Wasserstand stark ändern können. Die Uferlinien sind daher als zusammengefügte Momentaufnahmen zu betrachten.

4.4.5 Anmerkungen zur Darstellung

Die Höhenstufen über und unter Wasser wurden zur klareren Unterscheidung mit verschiedenen Farbspektren belegt. Deren Skalierung variiert und ist den jeweiligen Bedürfnissen angepasst. Ausgewählte Tiefenstufen sind durch Höhenlinien ausgewiesen. Sie stellen keine strukturierte Einteilung dar und dienen nur der Orientierung. Die Beschriftung wurde so knapp wie möglich gehalten, um den Raum für die Bathymetrie selbst frei zu halten.

Um Höhenunterschiede und Strukturen eines Reliefs hervorzuheben, ist es hilfreich mit Schattierungen zu arbeiten. In Daten-Grids kann dies durch eine künstliche Beleuchtung erreicht werden. Dazu werden zu vorgegebenen Winkeln Lichteinfälle auf die aus den Messdaten erstellte Oberfläche errechnet. Je nach Lage und Verlauf der Erhebungen können unterschiedliche Winkel und Höhen des Lichteinfalls zu einem akzentuierten Schattenwurf führen. Gerade die steilen Fjordwände geben häufig eine besonders günstige Einfallsrichtung vor. Deshalb wurden die Art und der Winkel der Beleuchtung eigens für jede Karte angepasst. Die genauen Angaben dazu finden sich im Anhang.

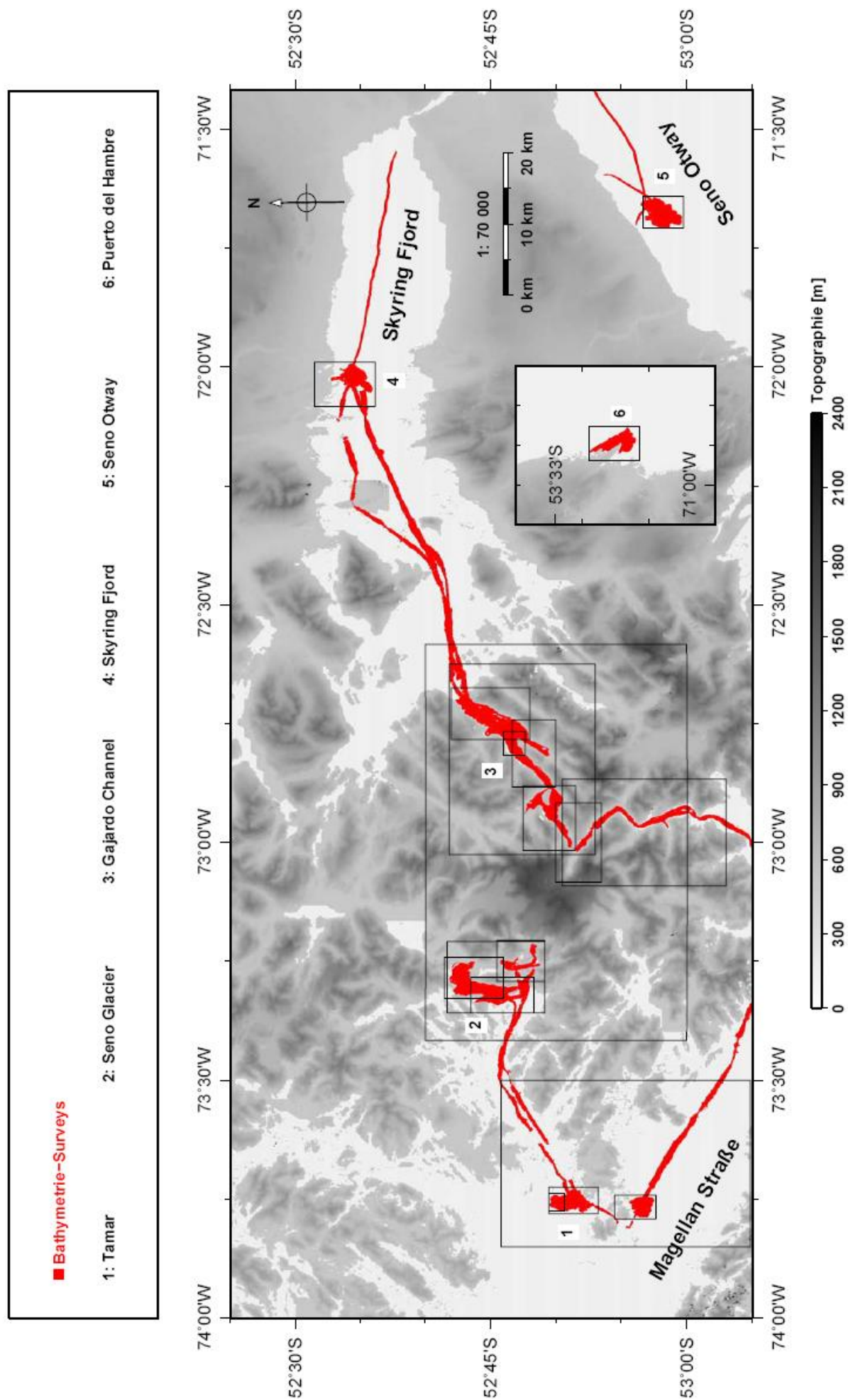
Außerdem sollte beachtet werden, dass für Bathymetrie und Topografie jeweils verschiedene Beleuchtungsarten gewählt wurden. Für die Topografie immer eine Lambert'sche Beleuchtung und für die Bathymetrie eine einfache Beleuchtung mit einer oder zwei Lichtquellen. Höhen und Winkel des Lichteinfalls stimmen dabei zwischen ihnen überein. Diese Kombination mag formal ungünstig erscheinen, führt aber erprobtermaßen zu wesentlich anschaulicheren Grafiken. Die Peaks der Fehler in den Tiefendaten werden auf diese Weise abgestumpft und der Untergrund bleibt übersichtlich, während das Relief über Wasser plastisch wirkt anstatt zu verwaschen.

Weil die Größe der Kartenausschnitte von Gebiet zu Gebiet schwankt, wurde aus praktischen Gründen auf einen einheitlichen Maßstab verzichtet. Stattdessen sind die Darstellungen in einem glatten Maßstab auf die Seitengröße dieses Drucks abgestimmt. Alle Karten verwenden eine Mercator-Projektion nach Referenzellipsoid WGS 84 und sind zur leichteren Einordnung genordet.

5 Karten

Im Folgenden werden sämtliche aus den Daten der Messfahrt des März 2008 gewonnenen bathymetrischen Karten vorgestellt. Sie sind nach einzelnen Messgebieten geordnet (Abbildung 27). Den Anfang bildet der weitläufige Bereich rund um den Gran Campo-Gletscher mit den beiden Hauptgebieten um den Seno Glacier und den Gajardo Channel. Die zwei Messfelder nördlich und südlich der Insel Tamar sind dem der räumlichen Nähe wegen beige gestellt. Die verbleibenden Messgebiete Skyring, Seno Otway und Puerto del Hambre liegen davon weit ab und haben untereinander keinen direkten Bezug, weshalb sie zum Schluss präsentiert werden.

Abbildung 27, nächste Seite: Übersicht über die erstellten Karten für die verschiedenen Messgebiete.



5.1 Tamar

Während des LGM floss ein großes Gletschersystem vom Gran Campo Nevado nach Westen durch den Swett Kanal, den Seno Glacier, Bahía Beaufort und schließlich die Magellan Straße bis an die Schwelle zum Pazifik am Ausgang der Straße. Mit Rückzug des Eises entstand ein System von proglazialen Seen, die stellenweise Tiefen von mehr als 500 m erreichten (Kilian et al., 2007).

Bathymetrische Daten sind in diesem Gebiet bisher erst in einem sehr geringen Umfang erhoben worden. Meist handelt sich hierbei um Echografie-Tracks oder tiefenkonvertierte Seismik. Eine flächenhafte bathymetrische Kartierung ist noch nicht durchgeführt worden. Insbesondere für die Randbereiche der Magellan Straße außerhalb der gewöhnlichen Schifffahrtswege fehlen verwertbare Tiefeninformationen nahezu völlig. Eine bathymetrische Vermessung in der Nähe der Insel Tamar sollte Vorarbeit für solche Forschung sein und einen ersten Einblick in diesen Bereich geben. Von besonderem Interesse waren zudem morphologische Marker eiszeitlicher Wasserspiegelstände, die zur Entwicklung eines regionalen Isostasiemodells und damit zur Rekonstruktion der früheren Gletscherlandschaft genutzt werden können.

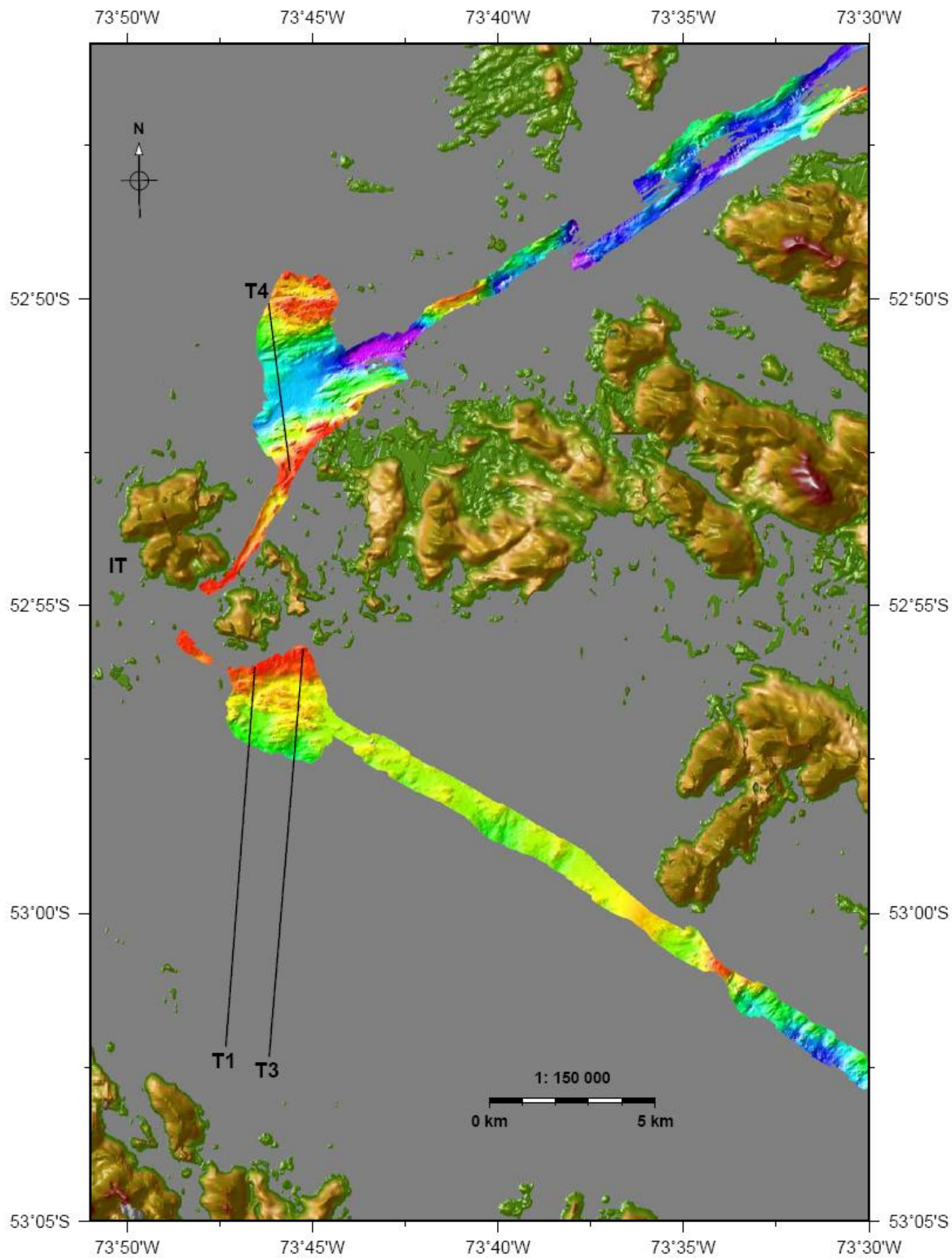
Die Insel Tamar liegt im westlichen Teil der Magellan Straße, welche sich ab dort öffnet und breiter werdend zum Pazifik ausläuft. Umgeben von benachbarten kleineren Inseln sowie unzähligen kleinen Rücken, die nur wenige Meter aus dem Wasser ragen (Abbildung 28), ist sie mit über 400 m die höchste Erhebung im nahen Umfeld. Sie scheidet den Hauptarm der Magellan Straße von der Bahía Beaufort, die nach Osten in den Seno Glacier übergeht, der sich bis zum Gran Campo Nevado zieht. Die nördlich und südlich der Insel vermessenen Gebiete gehören entsprechend zwei verschiedenen Gletscherkanälen an.

5.1.1 Tamar Süd - Magellan Straße

Das südliche Gebiet beginnt im Flachwasserbereich der Insel und reicht bis an die Seiten des Trops der Magellan Straße heran (Abbildung 29). Es misst etwa 2 mal 2.5 km und bildet einen Tiefenbereich von über 10 m bis unter 300 m Tiefe ab. Das Tiefenprofil scheint abgestuft und etwa parallel zur Kanalachse ausgerichtet zu sein. Abbildung TSt.ps lässt eine Stufung im 100m-Intervall vermuten. Auf den ersten hundert Metern Tiefe zeichnet sich ein recht steiler, unregelmäßiger Rand zum Flachwasser hin ab, der dem eigentlichen Ufer jedoch ca. 500 m vorgelagert ist. In etwa 150 m Tiefe folgt eine nahezu tiefenkonstante Ebene, die südwärts mit verschiedenen Ausbuchtungen spätestens ab 200 m Tiefe in das Tal der Magellan Straße abfällt. Auf der Ebene finden sich zahlreiche gestreckte Erhebungen, teils um die 50 m, die allesamt in WNW-OSO-Richtung ausgerichtet sind. Hierbei wird es sich um glaziale Rundhöcker handeln.

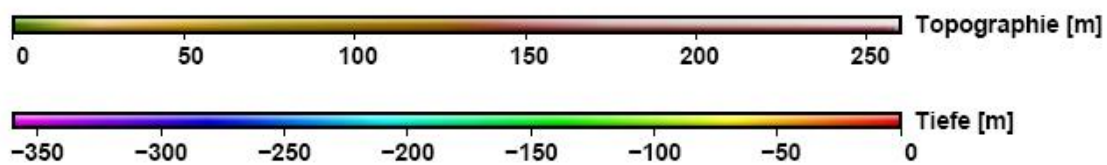
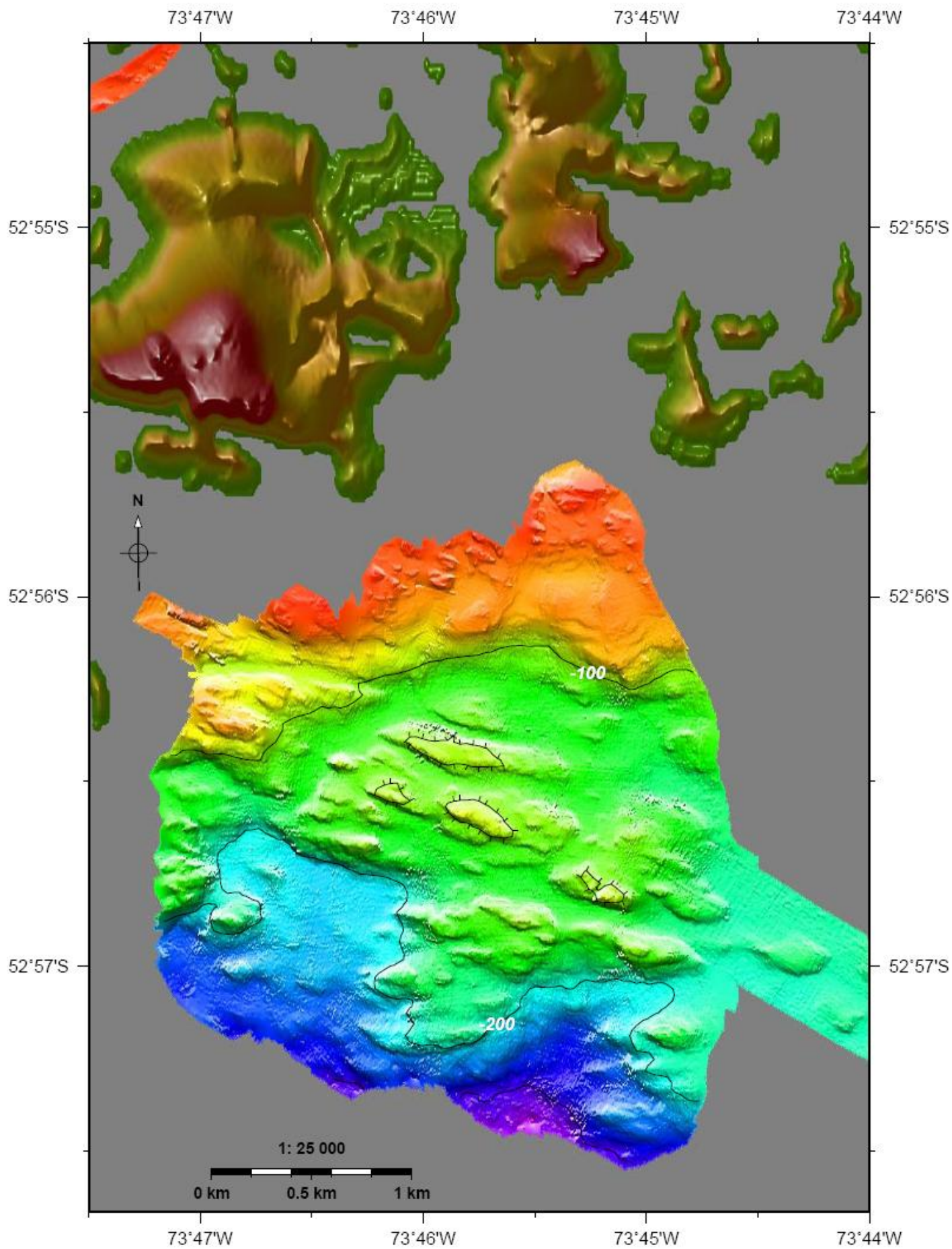
Abbildung 28, nächste Seite: Insel Tamar (IT) mit Magellan Straße im Süden und Bahía Beaufort im Norden. Lage der Profile T1, T3 und T4.

Abbildung 29, übernächste Seite: Nördlicher Rand der Magellan Straße südlich von Tamar.

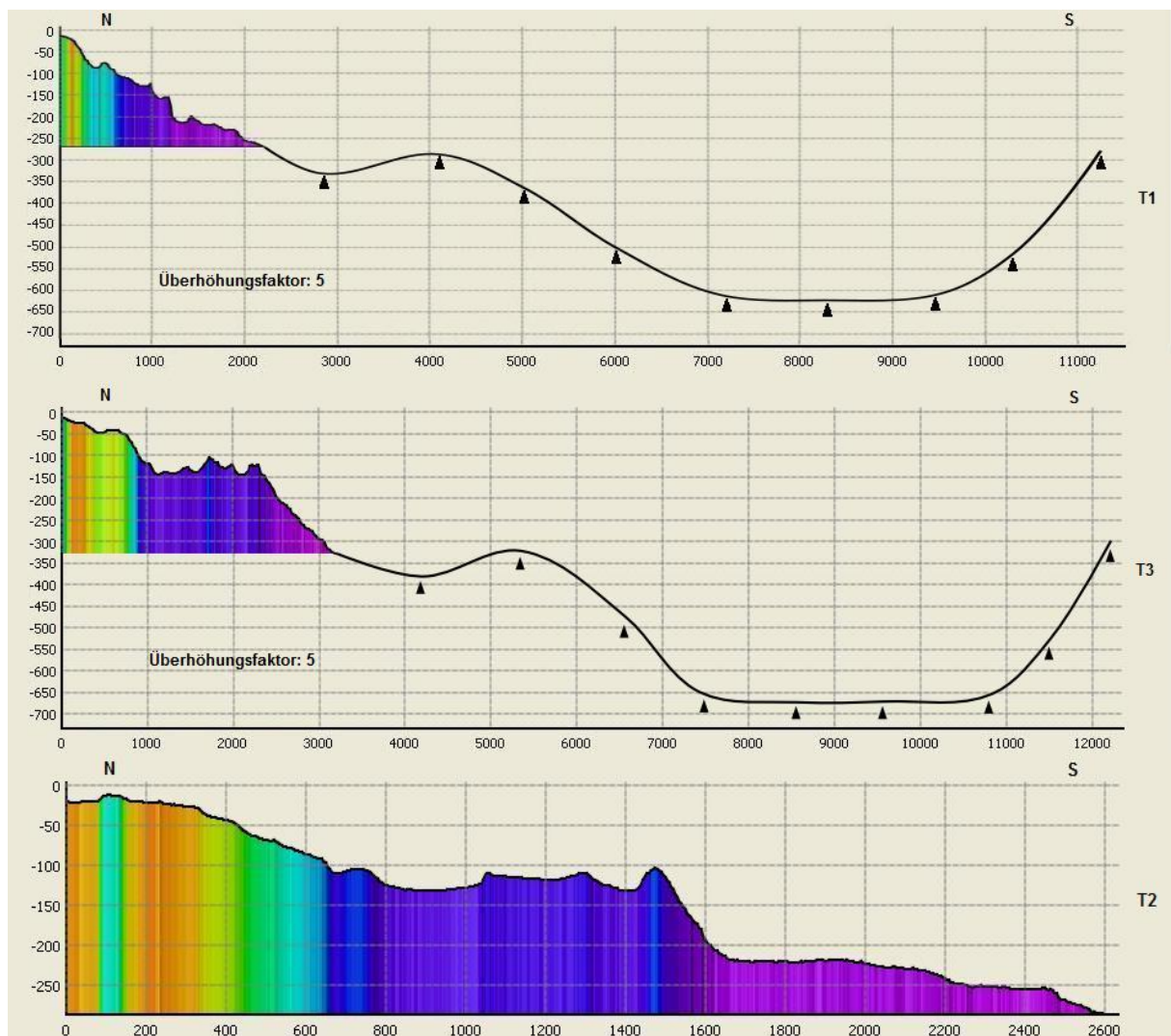


0 80 160 240 320 400 480 560 640 Topographie [m]

-700 -600 -500 -400 -300 -200 -100 0 Tiefe [m]



Um die Struktur des Randes vom Flach- zum Tiefenwasser besser erkennen zu können, gibt Abbildung 30 diesen Ausschnitt noch einmal in einer angepassten Farbskala wider. Ergänzend hierzu sind drei parallele Profile (T1 bis T3) in N-S-Richtung durch das Gebiet gelegt worden. T2 zeigt sehr deutlich die angesprochene Stufung des submarinen Terrains an: Einen Flachwasserbereich oberhalb und um 50 m Tiefe folgt eine Ebene auf 120 - 130 m Tiefe, die von - hier quer geschnittenen - Rundhöckern bedeckt ist. Weiter zur Fjordmitte folgt eine nächste Stufe auf 200 - 250 m Tiefe. Diese Einteilung gilt auch für die Profile T1 und T3, wobei T3 die Stufe unterhalb von 200 m fehlt. Beide Profile reichen über den inselnahen Bereich hinaus bis zur gegenüberliegenden Seite der Magellan Straße und bilden so einen Gesamtschnitt senkrecht zur Kanalachse (siehe Abbildung 28).



Profile T1 bis T3: Für die Lage und Farbskala der Profile siehe Abbildung 28 und Abbildung 30. Angaben in m. (Diese und alle folgenden Profile wurden mit der Software „Fledermaus“⁶ erstellt.)

Die Tiefendaten außerhalb des eigenen bathymetrischen Messgebietes wurden mit der Seekarte Nr. 11100 (1^a Ed. 1995) des SHOA abgeglichen. Auch wenn die ergänzende Bathymetrie lediglich auf vereinzelt Messpunkten in der Magellan Straße basiert, hilft sie

⁶ <http://www.ivs3d.com/products/fledermaus/>

ein Querprofil des Kanals abzuschätzen und ermöglicht eine Einordnung des Größenverhältnisses des betreffenden Gebiets. So ist zu erkennen, dass das Messgebiet selbst recht weit vom eigentlichen Trog der Magellan Straße entfernt ist. Mit seinen Höhenstufen liegt es noch oberhalb einer südlich anschließenden, knapp 3 km langen Vorstufe zum U-Tal, die auf 300 - 350 m Tiefe liegt.

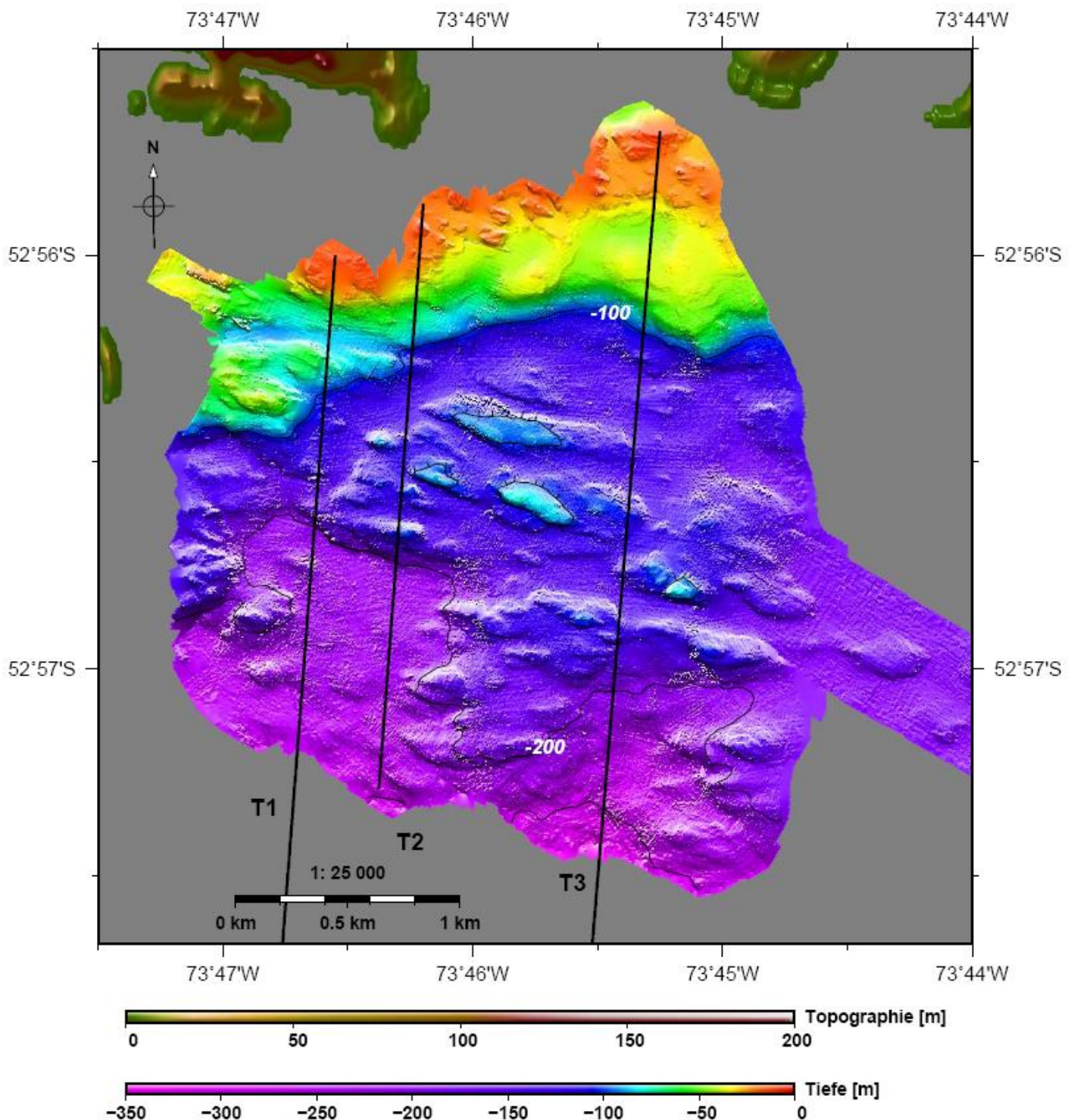


Abbildung 30: Nördlicher Rand der Magellan Straße südlich von Tamar mit für den Flachwasserbereich angepasster Farbkodierung. Lage der Profile T1 bis T3.

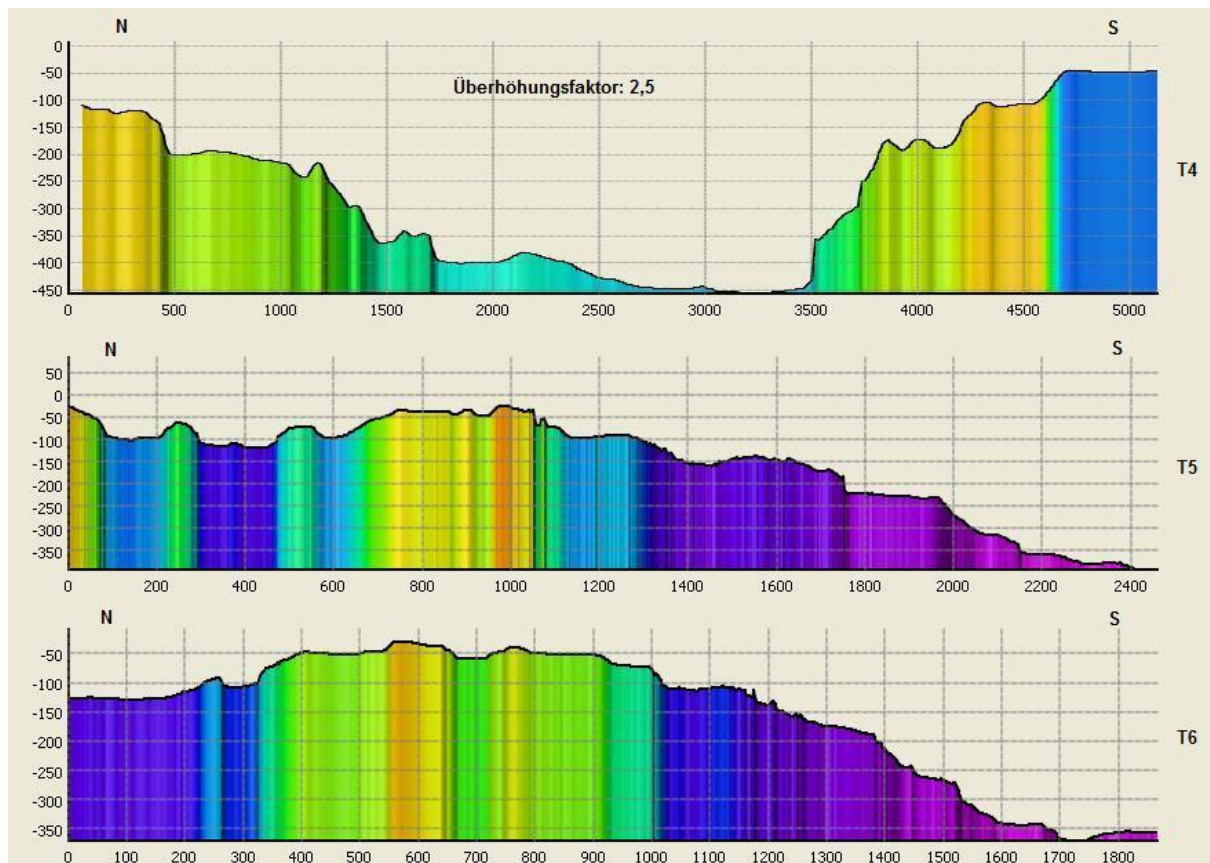
5.1.2 Tamar Nord - Bahía Beaufort

Die bathymetrischen Messungen im Norden der Insel dienten zum Einen dazu, ein Gegenstück für das südliche Messgebiet zu erhalten, um in einem Vergleich auf Unterschiede oder eventuelle Gemeinsamkeiten der benachbarten Gebiete eingehen zu können und zum Anderen dazu, das nur unzureichend bekannte Flachwassergebiet an der Nordseite der Bahía Beaufort genauer in seiner Struktur zu untersuchen. Bei diesem weitgedehnten Flachbereich wurde aufgrund der ebenen Form und dem augenfälligen Höhenabsatz gegenüber der Topografie der Umgebung die Möglichkeit gesehen, dass es sich dabei um ein versenktes Flussdelta handeln könnte.

Das im Norden vermessene Gebiet misst etwa 2,5 mal 5 km, erstreckt sich quer zum Fjordarm (Abbildung 28) und ist dem flachen Inselgebiet östlich der Insel Tamar vorgelagert. Die Topografie ist in diesem Bereich unzuverlässig und fügt sich nicht mit der Bathymetrie (Abbildung 31). Auch hier findet sich festlandnah ein ausgeprägter Flachwasserbereich (unter 10 m Tiefe), eine Art Sockel, bis zu einer Tiefe von weniger als 100 m Tiefe. Danach fällt das Relief nordwärts steil bis auf den Grund des Fjordes ab. Der weitestgehend ebenen Fjordsohle in 450 m Tiefe schließt sich im Osten eine ca. 1 km breite Rinne an, die stellenweise eine Tiefe von 700 m erreicht. Sie folgt ostwärts dem Verlauf des Fjordarms.

Auf der Nordseite des Troges steigt der Hang in gleichen Stufen, aber weniger steil als im Süden bis auf einen zerfurchten Flachwassersockel in etwa 50 m Tiefe an. Querprofil T4 zeigt im Schnitt durch den Fjord sehr gut die korrespondierenden Tiefenstufen an der Nord- und Südflanke. Angefangen beim Flachwasser in 50 m Tiefe und weniger (für den Nordrand vgl. T5, T6) folgen beiderseitig Stufen in 120 m, um 200 m, 350 m Tiefe. Die nordseitige 400m-Stufe findet sich für den Süden nicht im Profil, dafür aber auf Abbildung 31 auf 52° 51' 50" S wieder. Diese frappierende Übereinstimmung deutet darauf hin, dass beide Seiten gemeinsam durch die gleichen Prozesse geformt wurden.

Ähnlichkeiten sind auch im Vergleich mit dem Nordrand der Magellan Straße auszumachen. Die dortige Stufung stimmt gut mit der der Bahía Beaufort überein: die Tiefenlagen der Flachwasserbereiche sind vergleichbar; die Stufe um 120 m ist fast exakt gleich; die Ebene um 200 m Tiefe in der Bahía Beaufort liegt in der Magellan Straße um etwa 20 bis 30 m tiefer; die Stufe um 350 m ist in der Magellan Straße wesentlich ausgeprägter, schwankt dort allerdings um 50 m von T1 zu T3 und ist auch nicht eben, weshalb man vorsichtig sein muss, hier Zusammenhänge zum Gebiet nördlich von Tamar zu ziehen. Insgesamt kann man aber angesichts der morphologischen Gemeinsamkeiten der Ränder beider Kanäle von einer ähnlichen Entstehungsgeschichte ausgehen.

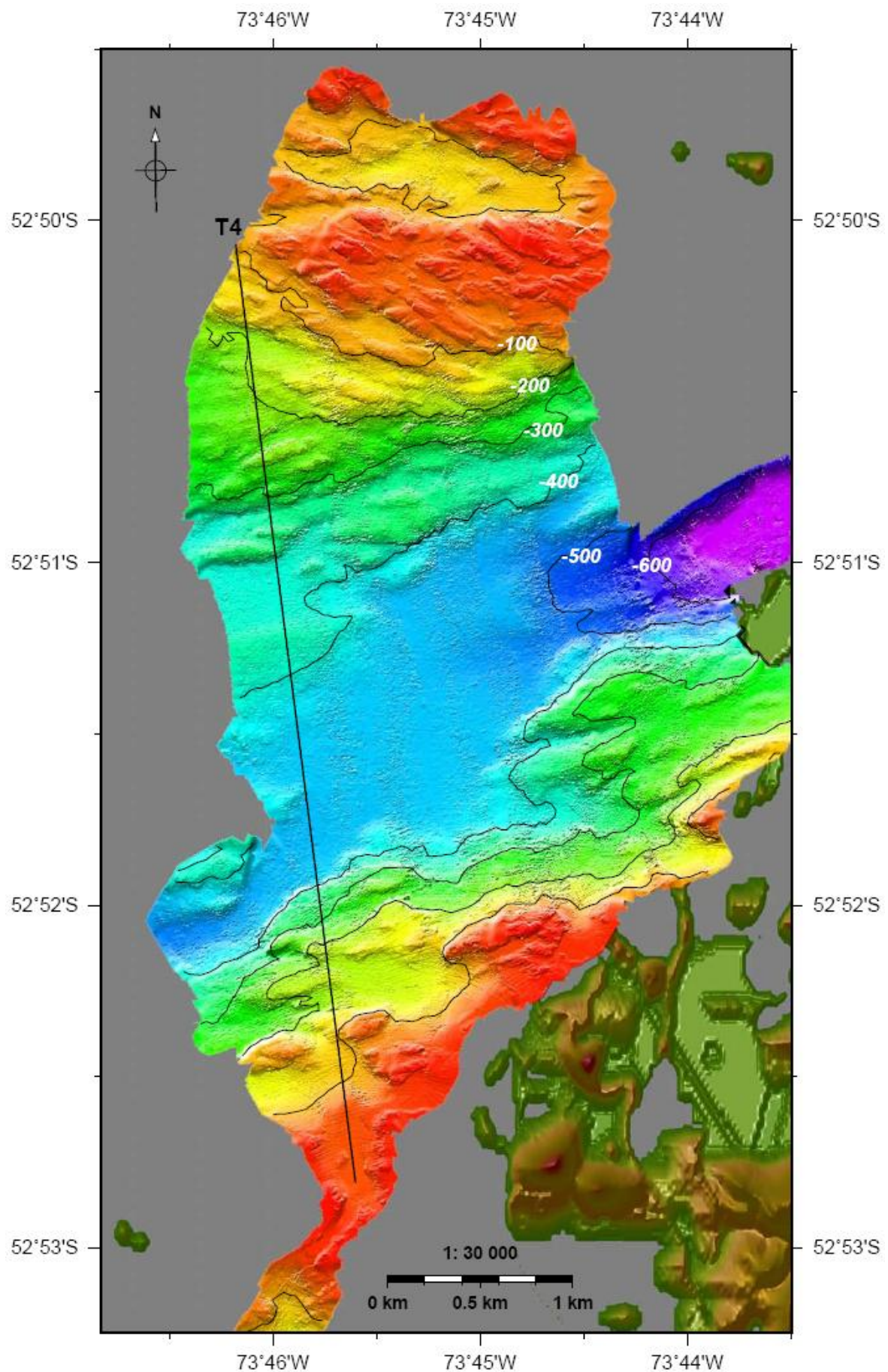


Profile T4 bis T6: Für die Lage und Farbskala der Profile siehe Abbildung 31 und Abbildung 32. Angaben in m.

Der Flachwasserbereich im Norden der Bahía Beaufort ist auf Abbildung 32 noch einmal in einem größeren Maßstab dargestellt. Auch hier sowie auf den Profilen T5 und T6 zeigt sich die Grundstufung des Gebietes. Auf einem Sockelniveau von 120 m Tiefe (blau) hebt sich eine glatte Ebene von genau 50 m Tiefe heraus (grün), von der wiederum blockartige Strukturen emporstehen (gelb und orange bis rot). Sie sind linear NW-SO ausgerichtet und im Winkel leicht gegen die gestreckten Rundhöcker gedreht, die sich südlich auf der 120m-Stufe befinden. Diese wiederum stimmen in der Tiefenlage, Form, Größe und Ausrichtung genau mit den Rundhöckern südlich von Tamar überein, was die Vermutung eines ähnlichen Entstehungsprozesses beider Gebiete weiter unterstreicht.

Die Blockstrukturen sind zweimal in leichter Neigung schmal gegen die W-O-Achse durchbrochen sowie einmal breit senkrecht zu ihrer Einregelung in NO-SW-Richtung. Dies könnte auf den Wasserlauf durch ein ehemaliges Flussdelta zurückgeführt werden. Eine sichere Aussage ist aber an dieser Stelle auch aufgrund des fehlenden Umfeldes nicht zu treffen.

Abbildung 31, nächste Seite: Bahía Beaufort nördlich von Tamar mit Lage des Profils T4.



0 25 50 75 100 Topographie [m]

-700 -600 -500 -400 -300 -200 -100 0 Tiefe [m]

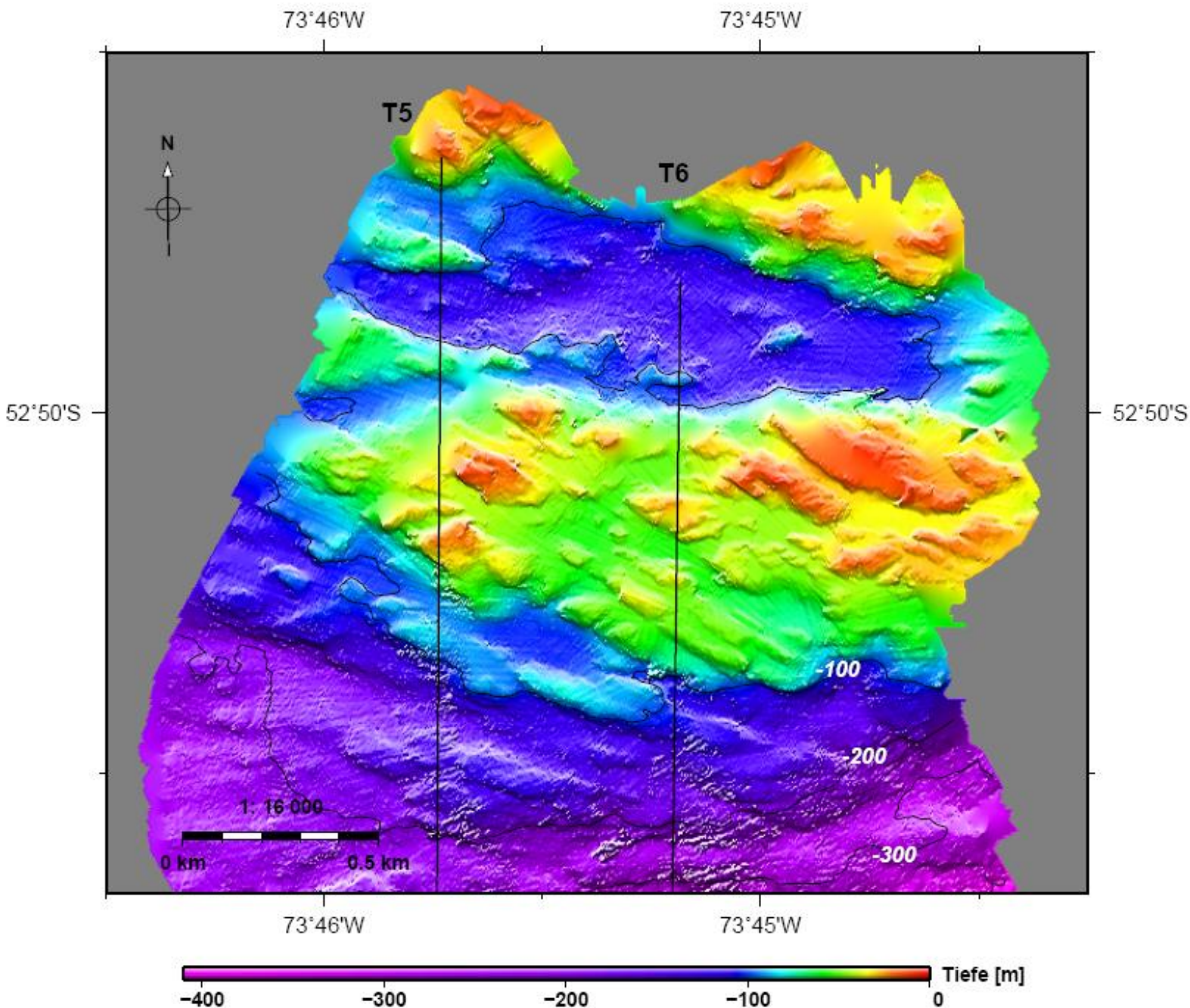


Abbildung 32: Flachwassergebiet in der Bahía Beaufort mit Lage der Profile T5 und T6. Farbkodierung wie in Abbildung 30.

5.2 Seno Glacier

Der Gletscher des Gran Campo Nevado stellt einen Rest der Eiskappe dar, die fast ganz Patagonien westlich der Anden bedeckte und in klimatischer wie morphologischer Sicht stark beeinflusste. Heute bildet er einen Teil der verbliebenen südpatagonischen Gletscherzone. Dieser Komplex bildet ein ununterbrochenes Archiv für die Vereisungsgeschichte der Region. Gletschernah lässt sich in besonderem Maße der Einfluss der wechselnden Eisausdehnung beobachten, da sich der Fluss der Eismassen stets unmittelbar auf die Gestalt der Landschaft auswirkt. Jedes Vorrücken der Gletscherfront hinterlässt eindeutige morphologische Spuren,

die, wenn sie nicht von nachfolgenden Ereignissen ausgelöscht werden, helfen, eine Chronologie dieser Bewegungen zu erstellen. Vor allem jüngere Vorstöße lassen sich so gut ablesen. Um ein komplettes morphologisches Bild der Gletscherumgebung zu bekommen, wurden sämtliche befahrbaren Fjordarme, die westlich an den Gran Campo Nevado anschlossen bathymetrisch kartiert.

Das Messgebiet im Seno Glacier (Abbildung 33) erstreckt sich in seiner Gesamtheit auf einer Fläche von etwa 9 mal 13 km. Unmittelbar westlich vom Gran Campo Nevado gelegen zergliedert es sich in einen N-S verlaufenden Hauptkanal, den Swett Kanal, und mehrere angrenzende Seitenarme, die teils parallel, teils quer in West-Ost-Richtung verlaufen. Die Trogtäler des Hauptkanals erreichen Tiefen zwischen 300 und 350 m. Erst in der Öffnung nach Westen hin schließt ein Becken größerer Tiefe von über 450 m an. Abseits dieser Täler ist das Grundniveau wesentlich flacher. Südlich und östlich der Insel Violetta, die auf 52° 47' S / 73° 19' W inmitten des Hauptkanals liegt, werden mit Ausnahme eines kleinen Beckens ganz im Osten nur noch maximal Tiefen um 150 m erreicht. Die Topografie steigt im Kartenausschnitt von Westen mit über 300 Höhenmetern nach Osten zum Gletscher hin auf über 700 m an.

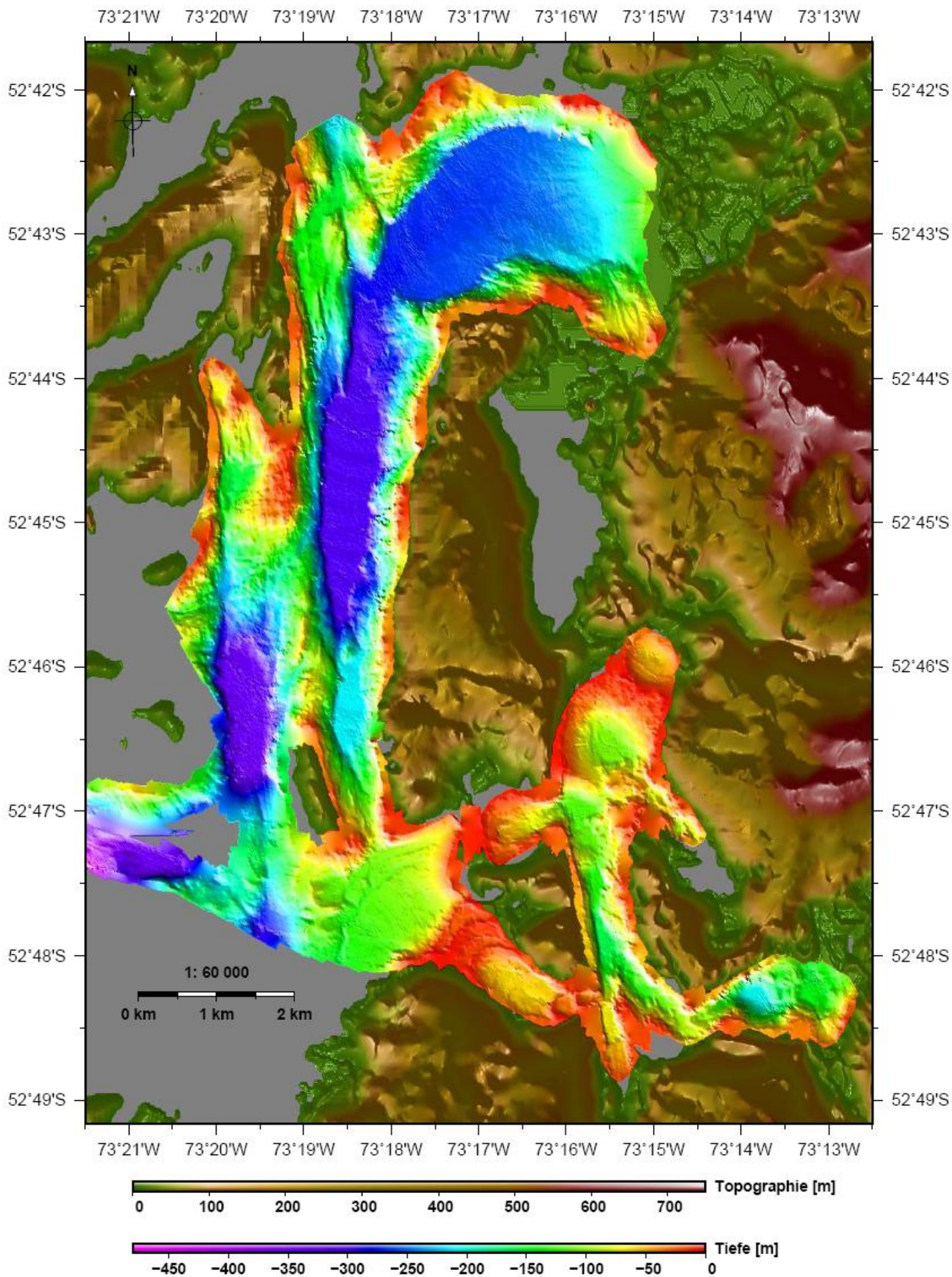
5.2.1 Swett Kanal

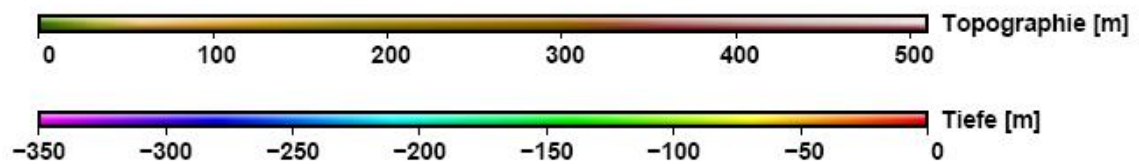
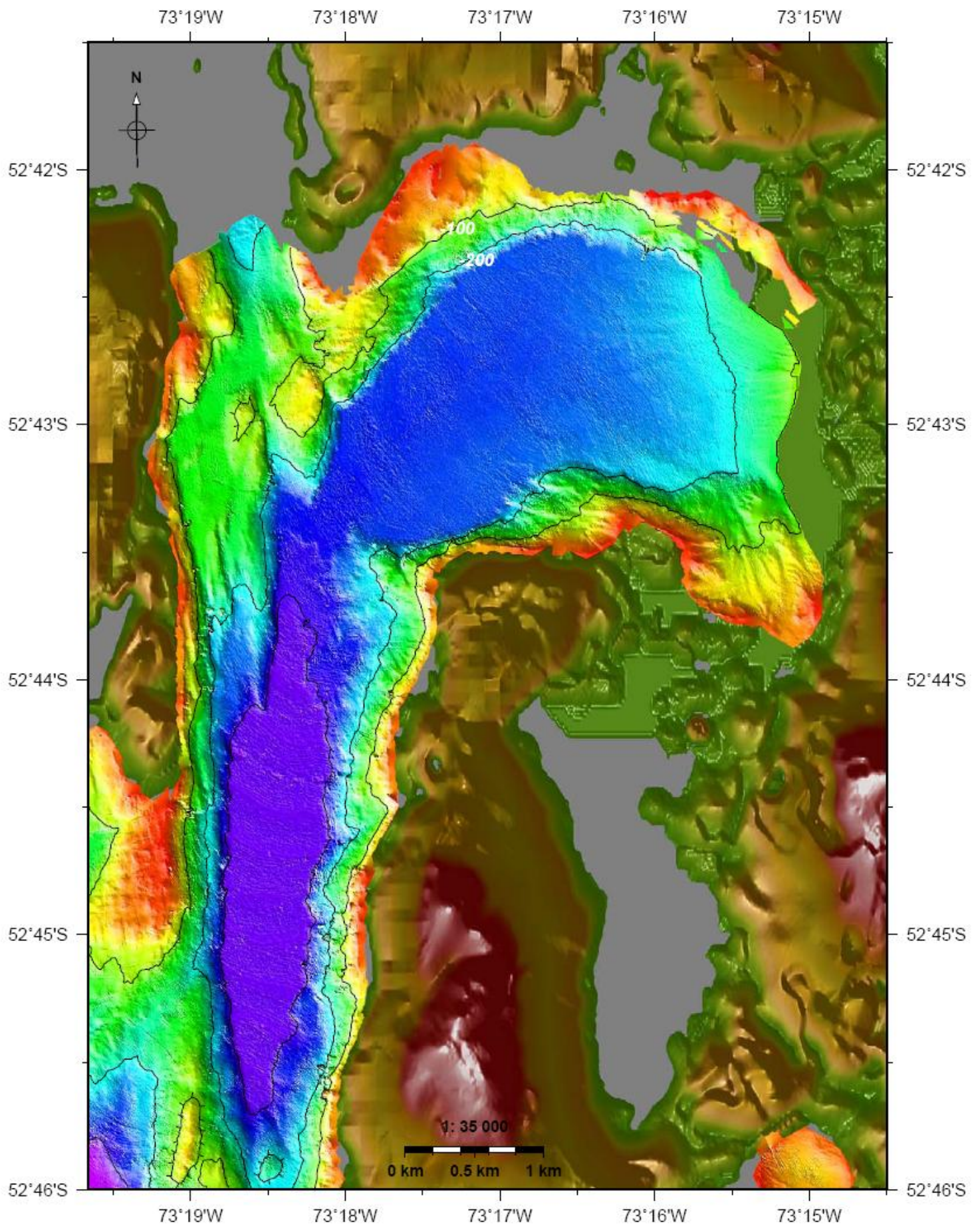
Im nördlichen Abschnitt des Messgebiets (Abbildung 34) liegt eine Bucht, die mit einer Ausdehnung von etwa 3 mal 3 km östlich an den Hauptkanal anschließt. Sie hat eine breite ebene Talsohle, die von einer Tiefe von 200 m im Osten auf 250 m im Westen beim Übergang zum Kanal abfällt. Dabei verschmälert sie sich von 2,5 km auf nur noch knapp 300 m an der engsten Stelle im Westen, von wo ab sich das Tal nach Süden wendet und auf ein 3,5 km langes N-S gestrecktes, 310 m tiefes Becken zuläuft. Während die Nordflanke der Bucht auf ganzer Länge gleichmäßig und parallel zum Ufer verläuft, geht die südliche Seite von einem schwach geneigten Hang, in der äußersten südöstlichen Ecke gelegen, in eine steile Flanke über, die schließlich am Westende extrem abfällt.

Die südöstliche buchtartige Aussparung stellt den Austritt des südlich zwischen dem den Hauptkanal flankierenden Bergkamm und dem östlich beginnenden Gran Campo Nevado Massiv eingefassten Gewässers dar. Es handelt sich hierbei nicht um einen See, wie man anhand von Abbildung 33 vermuten könnte, sondern um einen seitlichen Überlauf des Fjordes. Die topografischen Daten trügen hier, ein Satellitenfoto (Abbildung 35) des Gebiets zeigt klar die bestehende Wasserverbindung durch eine kleine Felsenkette hindurch.

Abbildung 33, nächste Seite: Seno Glacier, Swett Kanal und Glacier Bay westlich des Gran Campo Nevado.

Abbildung 34, übernächste Seite: Seno Glacier, Swett Kanal.





Generell ist für die Bucht die Anmerkung zu machen, dass die ufernahen Bereiche etwas unbefriedigend mit Daten abgedeckt sind, sowohl was die Höhe als auch die Tiefe anbetrifft. In beiden Fällen hilft jedoch die Satellitenaufnahme weiter. Durch die direkte Sicht über und zur Abschätzung der Bathymetrie unter Wasser.

Die Datenlücke am Nordrand, die auch die kleine Ausbuchtung umfasst, verdeckt keine wesentlichen Elemente. Das hellblau gefärbte Wasser in der Satellitenaufnahme lässt vermuten, dass dies ein Flachwasserbereich ist, zumal dort mehrere sehr kleine Inseln zu erkennen sind. Die Konturen der angrenzend vermessenen Tiefen deuten ebenfalls auf ein flaches Auslaufen hin.



Abbildung 35: Satellitenfoto der großen Bucht am Swett Kanal. (Google Earth⁷, Sept. 2010. Aufnahme vom 10. 10 2004)

An der Ostseite fehlt fast die gesamte Information oberhalb von 100 m Tiefe. Der auf Abbildung 33 zu sehende Rand ist eine reine Interpolation der Clip-Funktion von MB-System, die bei einer größeren Zellgröße einen breiteren Rand produziert hat. Grund für den fehlenden Streifen war die Unwägbarkeit der Tiefe in diesem Bereich. Das auf Abbildung 35

⁷ <http://www.maps.google.com/>

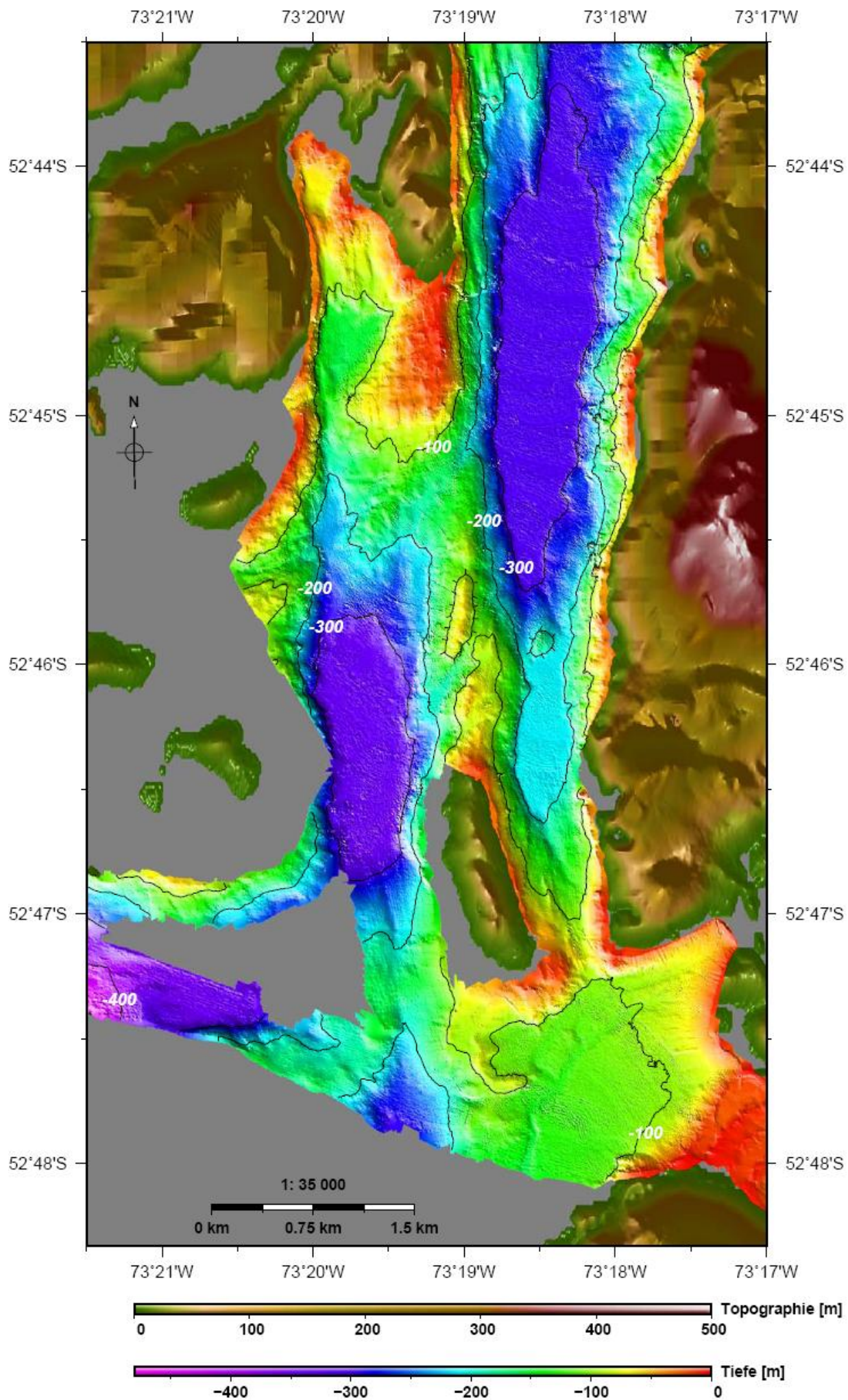
zu erkennende Flussdelta, das durch den Auslauf aus dem höhergelegenen Lago Muños Gamero und der Nordwestzunge des Gran Campo Gletschers entstanden ist, lässt nämlich dort einen Sedimentfächer in das Becken wachsen. Der hellbraune Schleier, der sich über den südlichen Rand der Bucht zieht, macht den Sedimenttransport direkt sichtbar. Auf Abbildung 34 gibt außerdem die Wölbung der 200m-Kontur den Fächer zu erkennen.

Im Ganzen ist die Bucht klar vom Gletschereinfluss geprägt. Der großflächige ebene Grund, der zum Kanal und dann im Bogen weiter nach Süden zum nächsten Becken führt, zeigt die Ausbreitungsrichtung der Gletscherzunge deutlich an. Während sie sich innerhalb der Bucht noch frei ausbreiten konnte, stieß sie an ihrem Ausgang auf ein Hindernis im Gelände. Dies legt die dortige Verengung der Talsohle nahe. Vom südlichen Berghang stößt submarin ein abgeschmirgelter Fuß in den Fjord, der eine Ausbremsung und Stauung der Gletscherzunge verursacht haben könnte, was wiederum den Druck auf den Hang erhöht hätte. Die sehr steile Uferflanke an dieser Stelle weist auf eine solche starke Abrasion hin.

Mit Durchtritt durch den Engpass lief das Eis in eine neue N-S laufende Stromrichtung. Sowohl die Ausrichtung des Fjordkanals selbst als auch die eingeregelter Struktur seines Grundes gibt diesen Lauf deutlich an. Die langgestreckten, nach Süden spitz zulaufenden Strukturen sind vermutlich nichtglazialen Ursprungs, da sich gleichgerichtete Lineamente auch westlich auf dem benachbarten Bergzug erkennen lassen (Abbildung 35). Im Fjordtal wurden sie somit nur zusätzlich ihrer Achse nach geschliffen und abgerundet. Sie verlieren sich im Zulauf auf das tiefe südliche Becken, wo sie schmaler werdend mit in die Tiefe laufen und bei Erreichen der Beckensohle ganz verschwinden. Sie scheinen hier von der östlich zuströmenden Gletscherzunge überlaufen und abgeschliffen worden zu sein.

Der Fjord formt sich von hier bis zu den Ausläufern der Insel Violetta bei $52^{\circ} 46' S$ zu einem klassischen U-Tal mit ebener Sohle und steilen Hängen (Abbildung 36). Eine Vereinigung eines mutmaßlich von Norden kommenden Eisstroms mit dem des Ostens innerhalb der Enge des Kanals mag zur Ausformung seiner großen Tiefe geführt haben. Weiter nach Süden verflacht sich der Grund sprungartig auf nur noch etwas mehr als 200 m Tiefe und lässt dem tiefen Becken ein kleineres, ca. 1 km langes, höher gelegenes folgen, das in eine Art Sackgasse zwischen der Insel Violetta und dem östlichen Bergkamm einläuft. Dort verengt sich der Kanal auf am Ende noch knapp 500 m Breite und nimmt in der Tiefe entlang einem ansteigenden Hang auf nur etwa 70 m ab. Dies ist der Endpunkt einer geradlinigen N-S verlaufenden Verjüngung des Kanals ab der nördlichen großen Bucht, wo er noch fast 2 km breit ist. Während der östliche Bergkamm eine durchgehende Flanke darstellt, taucht der westliche Bergzug bei $52^{\circ} 44' 30''$ unter Wasser ab und setzt sich über eine Senke von 150 m Tiefe bis zur Insel Violetta fort, die letztlich in gleicher N-S getreckter Form als dessen Endglied zu sehen ist.

Abbildung 36, nächste Seite: Seno Glacier, Swett Kanal, Insel Violetta.



Westlich der Insel liegt ein weiteres N-S gerichtetes Becken, das mit Tiefen um etwa 350 m noch unter dem des Kanals liegt. Seine Sohle ist weniger als 2 km lang und hat eine vergleichbare Breite zum anderen Becken. Die bathymetrische Abdeckung südlich dieses Gebietes ist sehr spärlich und besteht nur aus zwei Messstreifen aus An- und Abfahrt des Schiffes. Es lässt sich jedoch erahnen, dass sich das Tal südlich vom Becken in einem scharfen Bogen nach Westen fortsetzt, wo es nach zwischenzeitlichem Anstieg auf über 300 m Tiefe erneut in eine große sich nach Westen senkende Vertiefung jenseits der 400 m übergeht. Der glaziale Einfluss ist auch hier unverkennbar.

In gedachter Verlängerung der Linie der Insel Violetta schließt sich südlich ein relativ flaches Gebiet von Tiefen um die 150 m an, das nach Osten bis an den Nebenarm des Fjordes reicht. Es fällt leicht nach Süden ab, ist aber dann aufgrund fehlender Messdaten nicht weiter zu verfolgen. Dieses Gebiet ist mit dem Schiff der Eintrittsbereich zur Glacier Bay im Osten, einem verzweigten Netz von Wasserwegen, das direkt bis zu den heutigen Gletschermündungen des Gran Campo Nevado in den Fjord führt.

5.2.2 Glacier Bay

Der südöstliche Teil des Messgebiets umfasst den mit dem Schiff zur Zeit der Messung befahrbaren Bereich des Kanalsystems an der Westseite des Gletschers (Abbildung 37). Hauptmerkmal dieses System ist ein NNW-SSO verlaufender Graben, der entlang einer großräumigen örtlichen Störungslinie läuft. Sie führt im spitzen Winkel vom Südteil des Swett Kanals südlich außerhalb des vermessenen Gebiets bis zur großen Bucht im Norden. Deren seeartige Nebenbucht ist ebenfalls an der Richtung der Störung orientiert und stellt praktisch ihren Auslauf im Gelände dar. Auf dem Wasserweg besteht allerdings keine Verbindung nach Süden. Zusätzlich zu dem Kanalarm finden sich an seinem westlichen Rand auf ganzer Länge begleitende, scharf gezogene Lineamente im Bergzug, die genau in Richtung des nördlichen Swett Kanals weiterlaufen (Abbildung 38). Im äußersten Süden des Kanalarms konnte nicht gemessen werden, da die Zufahrt versperrt war bzw. ohnehin verlandet war.

Quer zu dem N-S-Kanal laufen zwei Wasserachsen. Eine auf $52^{\circ} 47' S$ ausgehend von einer nur teilweise vermessenen NW-SO weisenden Zunge auf der Ostseite bis zu einer kleinen runden Bucht auf der Westseite, die durch einen Damm faktisch vom Hauptfjord abgeschnitten ist. Der flache Übertritt, der sich in Abbildung 33 abzeichnet, ist lediglich ein Artefakt der Clip-Funktion. Eine andere Achse findet sich um $52^{\circ} 48' S$, die vom Westen schmaler werdend auf den Längskanal zuläuft und am Durchtritt zu ihm nur noch eine Breite von 150 m aufweist - die Ränder sind auch hier durch die Clip-Funktion leicht verbreitert - und im Osten eine Zufahrt zu den Gletscherzungen bietet. Direkt an den Gletschern konnte aufgrund des dichten Treibeises nicht mehr gemessen werden. Die Erhebungen, die die Topografie dort vorgibt, sind vielleicht auf dieses Eis zurückzuführen. In jedem Fall läuft der Arm hinter den Messungen noch etwas ostwärts weiter (Abbildung 38).

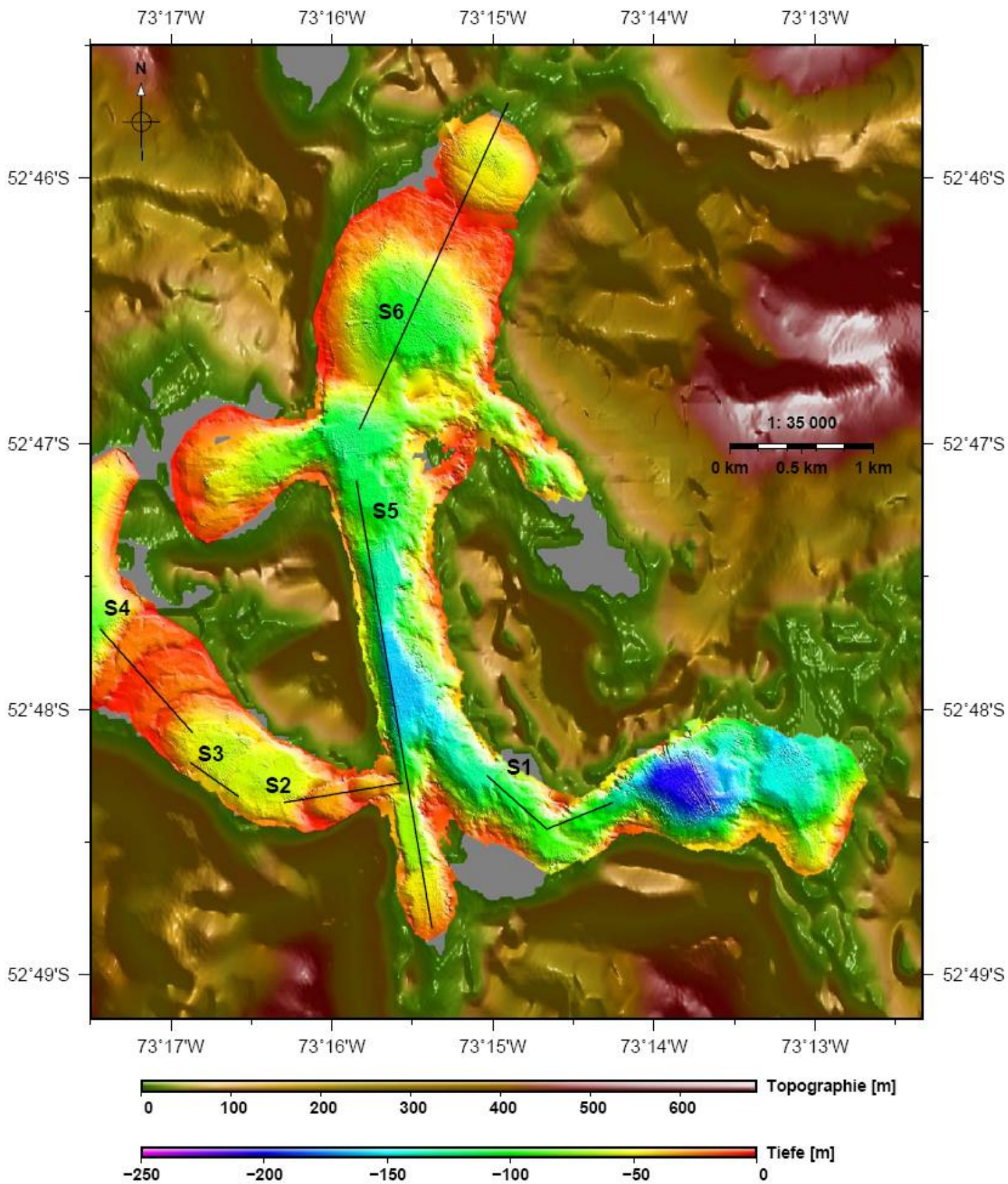


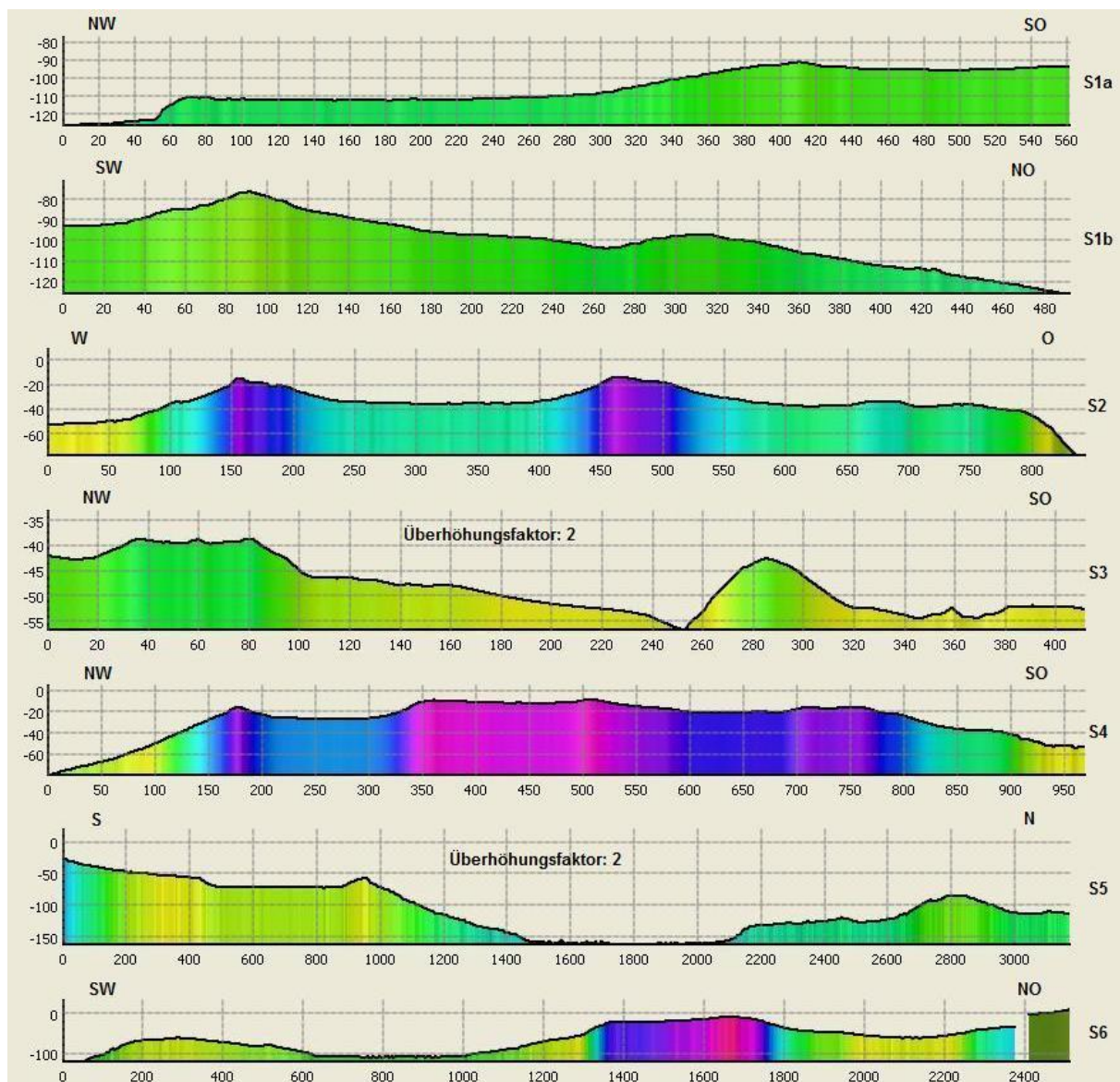
Abbildung 37: Glacier Bay mit Lage der Profile S1 bis S6.



Abbildung 38: Satellitenfoto der Glacier Bay. (Google Earth, Sept. 2010. Aufgenommen am 10. 10. 2004)

Die Tiefen im gesamten Nebennetz des Fjordes sind wesentlich geringer als im Hauptkanal. Im östlichsten Abschnitt vor dem Gletscher wird, soweit abgedeckt, bei einer vorherrschenden Tiefe um die 150 m eine maximale Tiefe von ca. 200 m erreicht. Aus diesem Seitenarm läuft noch eine Vertiefung schräg in den N-S Kanal, wo Tiefen jenseits der 150 m erreicht werden. Dies beschränkt sich jedoch auf einen kurzen Abschnitt. Die sonstigen Tiefen am Grund liegen um das 100m-Level bei steilen Rändern in der Mitte und im Osten. Das westliche Verbindungsstück zum Hauptfjord sowie der Südweig des N-S-Kanals südlich dieser W-O-Querung sind noch einmal deutlich flacher mit Durchschnittstiefen um die 50 m.

Auffällig sind die sehr flachen, hier rot gefärbten, kreisausschnittartigen Wölbungen, die sich quer zu den Kanalachsen liegend zahlreich finden lassen. Sie konzentrieren sich auf den nördlichen und südwestlichen Bereich, besonders in der Verbindung zum Hauptfjord. Hierbei kann es sich nicht um Artefakte der Bathymetrie handeln, da sie in der Aufnahme stets senkrecht überfahren wurden. Für jede dieser Strukturen wurde daher ein Querprofil erstellt, um besser einschätzen zu können, ob sie Moränen darstellen. Kilian et al. (2006) vermuteten hier aufgrund von Echolotmessungen bereits ein Moränensystem, das sie in Fortsetzung der Gletscherphasen nach Clapperton et al. (1995; bzw. McCulloch et al., 2005) als Stufe F, gebildet in der Kleinen Eiszeit, einordneten.



Profile S1 bis S6: Für Lage und Farbskala der Profile siehe Abbildung 37. Angaben in m.

In der Tat lassen sich auf allen Profilen klare Moränenhügel entdecken, die sich mit dem Verlauf der Halbringstrukturen decken. Diese zeigen sich oft auf ganzer Breite des Fjordes (S1a+b, S2, S3, S6) oder teils auch nur an dessen Rand (wie bei S3 und im Nordteil von S5). Während sich die zwei Hügel von S3 auch auf gleicher Höhe am Nordrand wiederfinden und

zudem schwach durch den Fjord verfolgen lassen, fehlt eine solche korrespondierende Einheit für die kleine Erhebung in S5. Diese ist deswegen als Moräne fragwürdig.

Die Moränen der Profile S1 bis S4 präsentieren anschaulich die Stoßrichtung des Gletschereises längs der südlichen Kanalachse von Osten nach Westen. Dabei wird S5 durchstoßen, weshalb auf Höhe des Durchgangs nach Westen (zwischen Profilmeter 800 und 1000) eine weitere Wand geschoben wurde. Der Damm zwischen der kleinen Bucht am Westende der nördlichen W-O-Wasserachse und dem Swett Kanal kann als korrespondierendes Stück des Moränenbandes von S4 gedeutet werden. Profil S5 und S6 zeigen dagegen zusammen den Nordlauf der Gletscherzunge an.

5.3 Gajardo Kanal

Der Gajardo Kanal liegt südlich und östlich des Gran Campo Nevado (Abbildung 39) und ist zu Zeiten größerer Vereisungen der Flusskanal für die sich von dort ausbreitenden Gletscher. Er teilt sich in zwei wesentliche Abschnitte: Zum Einen in einen von Süden nach Norden gerichteten Kanal, der von einem Seitenarm der Magellan Straße bis auf das Gran Campo Massiv zuläuft. Zum Anderen in einen SW-NO gerichteten Kanal, der fast ganz im Norden des ersten Abschnitts an einem schmalen Durchlauf, der Angostura Tempanos, ansetzt, von wo er sich in nordöstlicher Richtung bis zum Skyring Fjord zieht. Der Hauptkanal streckt sich auf eine Gesamtlänge von rund 60 km bei einer mittleren Breite von etwa 1 km. Eine bathymetrische Kartierung sollte helfen, den Lauf und die Vorstöße der Gletscher besser nachzuvollziehen.

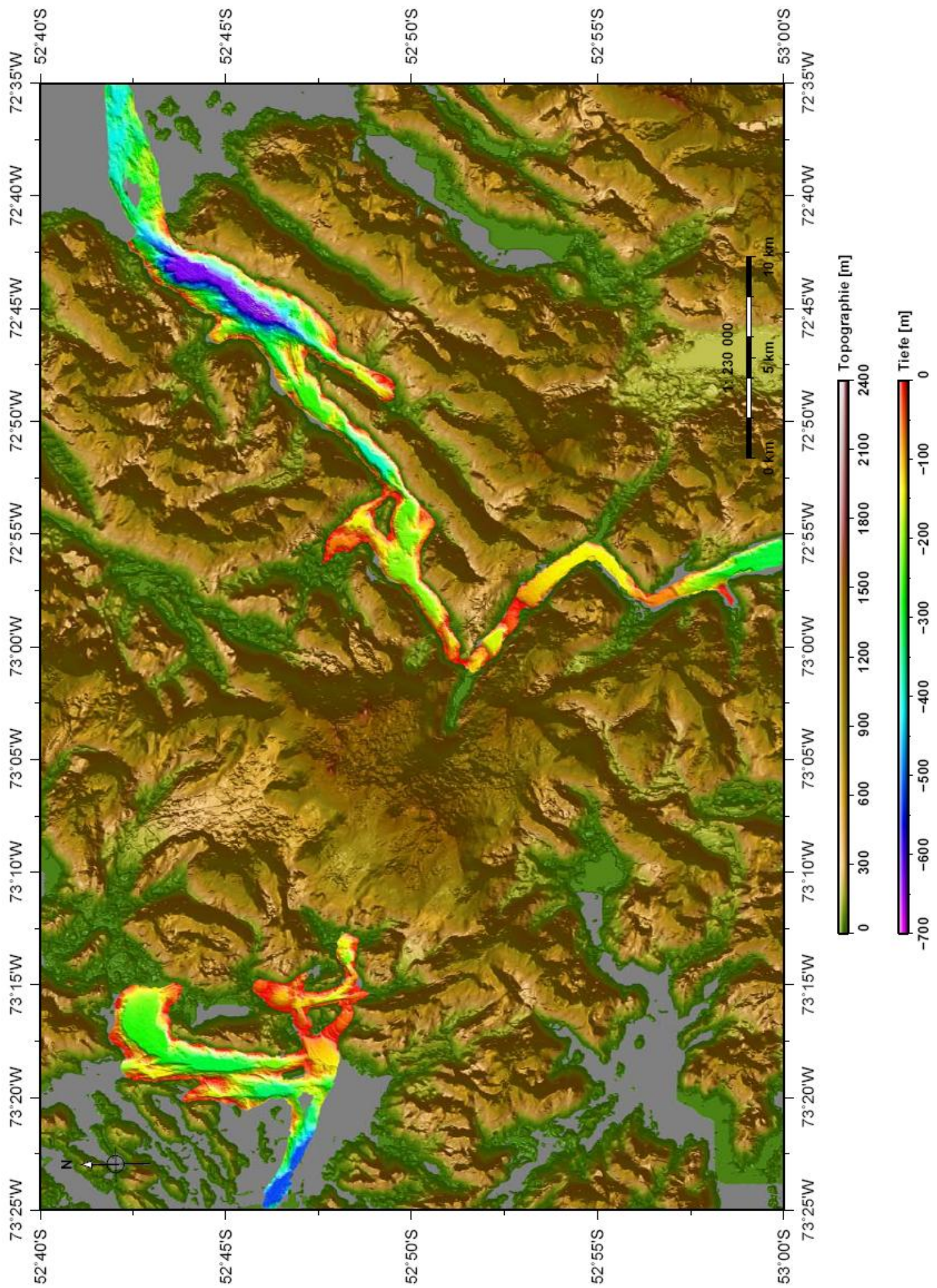
5.3.1 Südabschnitt des Gajardo Kanals - Tempanos Kanal

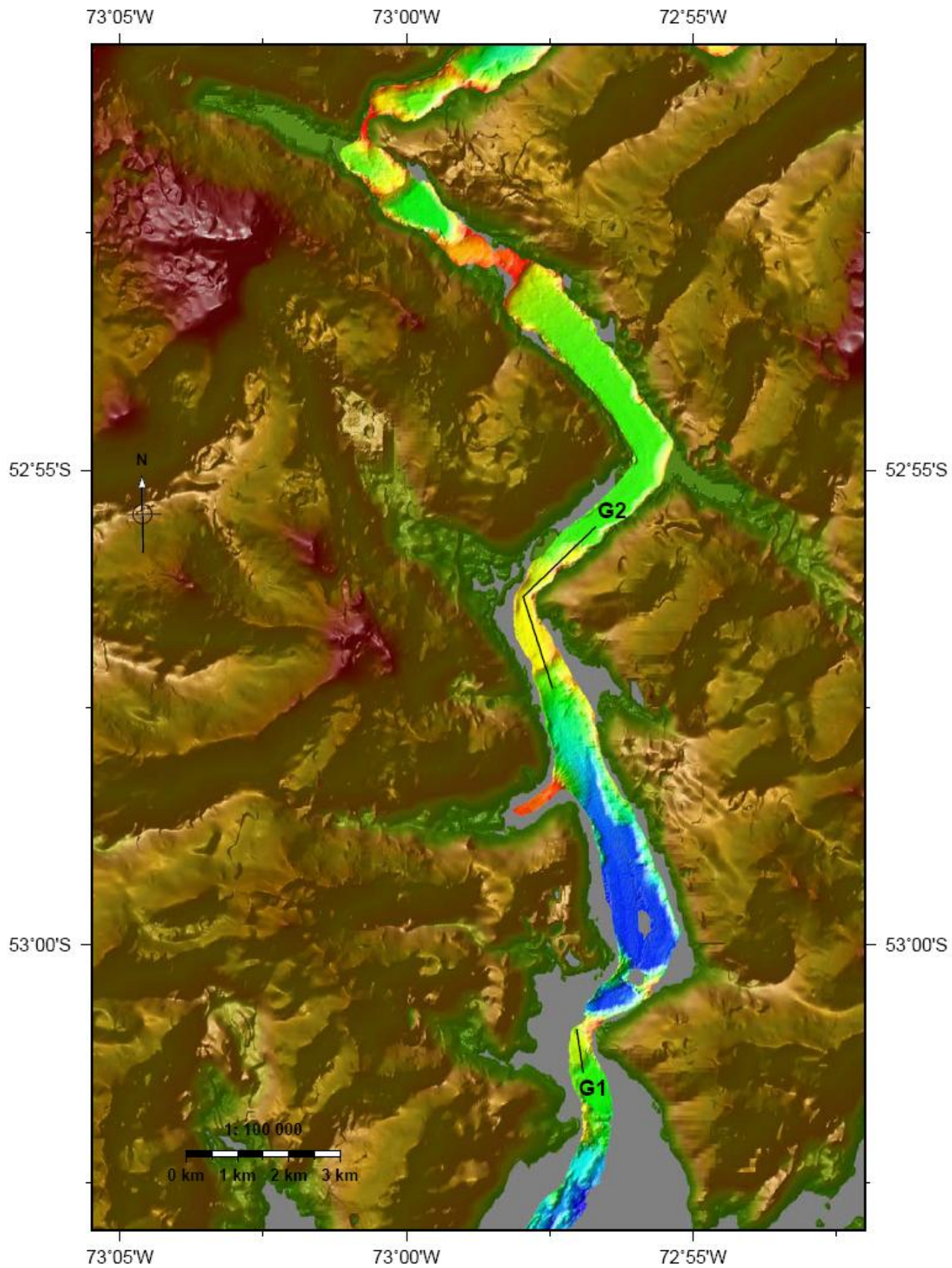
Der N-S-Kanal verläuft im Zickzack zwischen einer NNW-SSO- und einer NO-SW-Richtung (Abbildung 40). Diese Wegelemente folgen damit der vordefinierten lokalen Einregelung der Bergtäler. Der Kanal bricht dabei durch zwei annähernd parallele Störungslinien, wobei er in der zweiten bis zur Angostura entlangläuft. Sie verlaufen grob von $52^{\circ} 55' S / 72^{\circ} W$ nach $52^{\circ} 57' 30'' S / 72^{\circ} 55' W$ und von der linken oberen Bildecke nach $52^{\circ} 57'$ am rechten Bildrand. Sie sind in der Abbildung gut an den flachen grünen Ausläufen der Topografie in beide Richtungen weg von der Bathymetrie zu erkennen. Auf der Nordseite bilden sie jeweils ein Auslauftal des Gletschersystems. Die topografischen Höhen reichen im Kartenausschnitt oft bis an 1000 m heran und auch an einigen Gipfeln darüber hinaus. Im Schnitt sind die Erhebungen hier damit deutlich höher als auf der Westseite des Gran Campo Nevado.

Bathymetrisch vermessen wurde mit Ausnahme eines kurzen flachen seitlichen Stückes bei $52^{\circ} 58'$ nur der Hauptkanal. Gerade im Süden wurde auch nicht bis zu den Fjodrändern gemessen, da nur ein einziger Fahrtstreifen aufgenommen wurde.

Abbildung 39, nächste Seite: Gran Campo Nevado mit Seno Glacier und Gajardo Kanal.

Abbildung 40, übernächste Seite: Gajardo Kanal - Tempanos Kanal mit Lage der Profile G1 und G2.



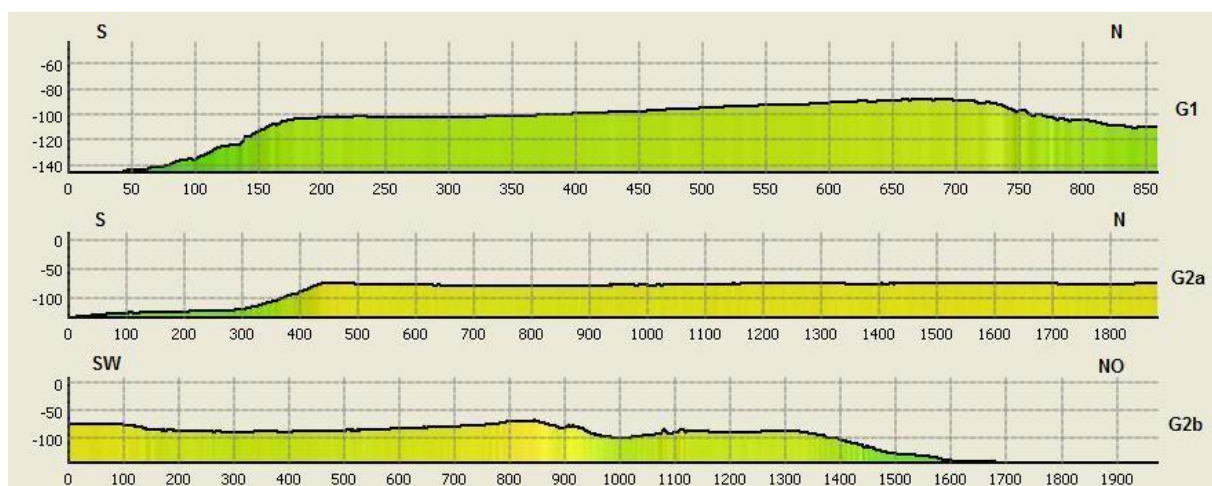


0 200 400 600 800 1000 1200 1400 1600 Topographie [m]

-400 -350 -300 -250 -200 -150 -100 -50 0 Tiefe [m]

Das Tiefenprofil des Kanals ist relativ abwechslungsreich. Beginnend bei der Einfahrt im Süden mit Tiefen von 250 m und mehr hebt sich das Niveau des Grundes in einem Zwischenstück bis zur ersten Rechtskurve auf erst 150 m und schließlich auf unter 100 m Tiefe. Die Tiefen oberhalb von 50 m, die sich dort abzeichnen, sind allein durch die Kurvenfahrt bedingt, die sehr nahe um den Berg herumführte und deshalb die Hänge des Fjordes aufnehmen ließ. Auch wenn hier nicht die gesamte Breite des Fjordes abgedeckt wurde, lässt sich vermuten, dass es sich hierbei um eine Moräne eines sehr weiten Gletschervorstoßes nach dem LGM handelt. Profil G1 zeigt einen Querschnitt dieses Abschnitts.

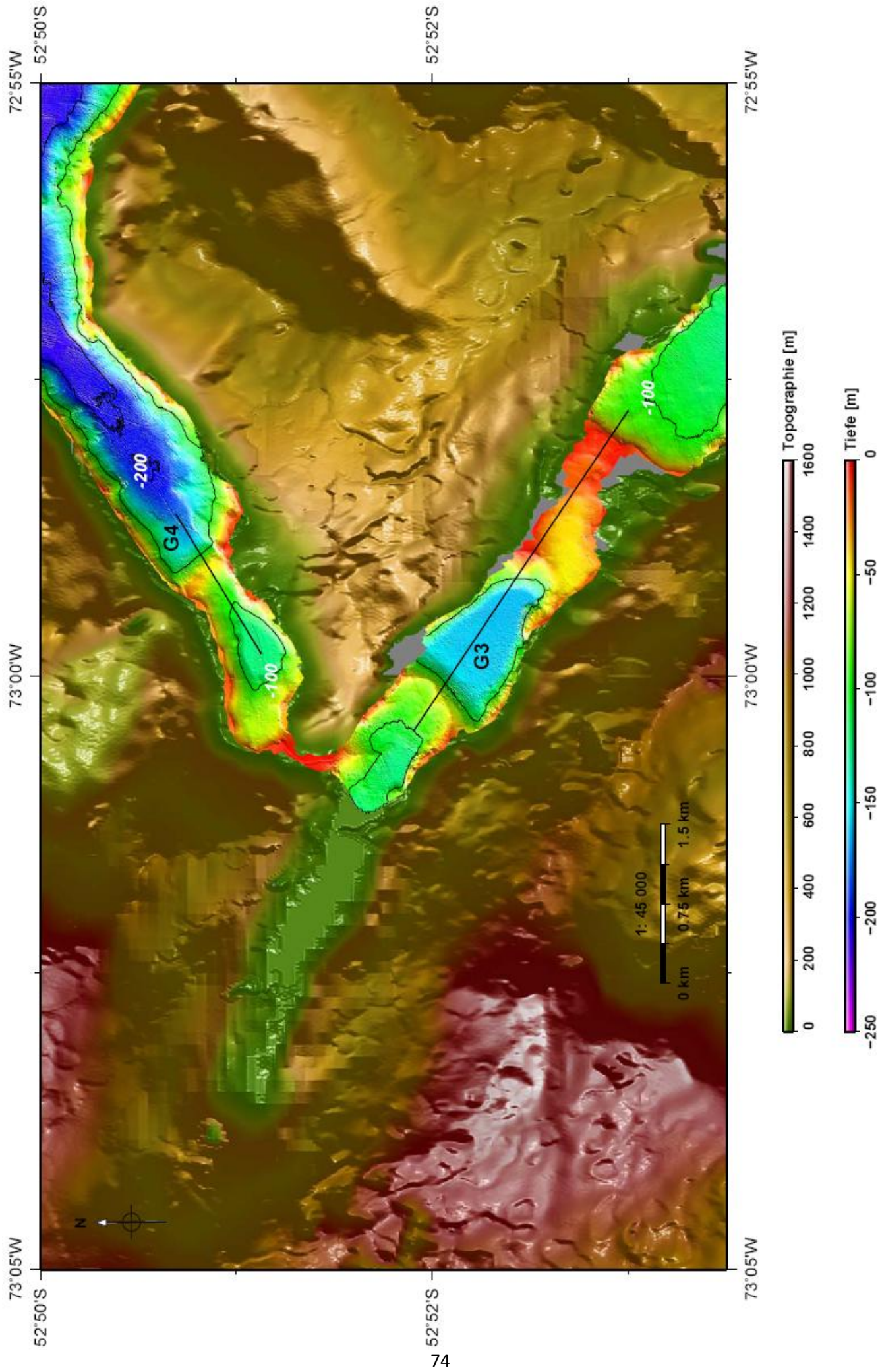
Gleich hinter der Kurve gibt es einen rapiden Abfall auf 300 m Tiefe. Dieses Niveau zieht sich bis zu dem kleinen Seitenstück und steigt dann wieder auf unter 100 m Tiefe vor der nächsten Kurve an. In dieser Kurve liegt ein flaches Stück mit nur 50 m Tiefe (siehe Profil G2a+b). Dort ist offensichtlich Sediment aus dem an dieser Stelle austretenden Seitental aufgeschüttet, das den Kanal durch Verlandung an der Westseite schon verschmälert hat (Abbildung 42). Anschließend folgt ein ebener ca. 150 m tiefer Abschnitt, der um den Linksknick und noch 4 km weiter bis etwa zur Hälfte der vermessenen Geraden führt.



Profile G1 und G2a+b: Für die Lage und Farbskala der Profile siehe Abbildung 40. Angaben in m.

Der Bereich um die Angostura ist in Abbildung 41 extra dargestellt, um die recht kleinskaligen Strukturen besser erkennen zu können. Im N-S laufenden Tempanos-Kanal findet sich zunächst eine scharf abgetrennte Barriere von nur wenigen Metern Wassertiefe, die nach Norden allmählich wieder in größere Tiefen abgelenkt. Sie lässt sich auch auf Abbildung 42 ausmachen, da sie am Westrand über die Wasseroberfläche ragt. Offensichtlich ist es kein Fels.

Abbildung 41, nächste Seite: Gajardo Kanal um die Angostura Tempanos mit Lage der Profile G3 und G4.



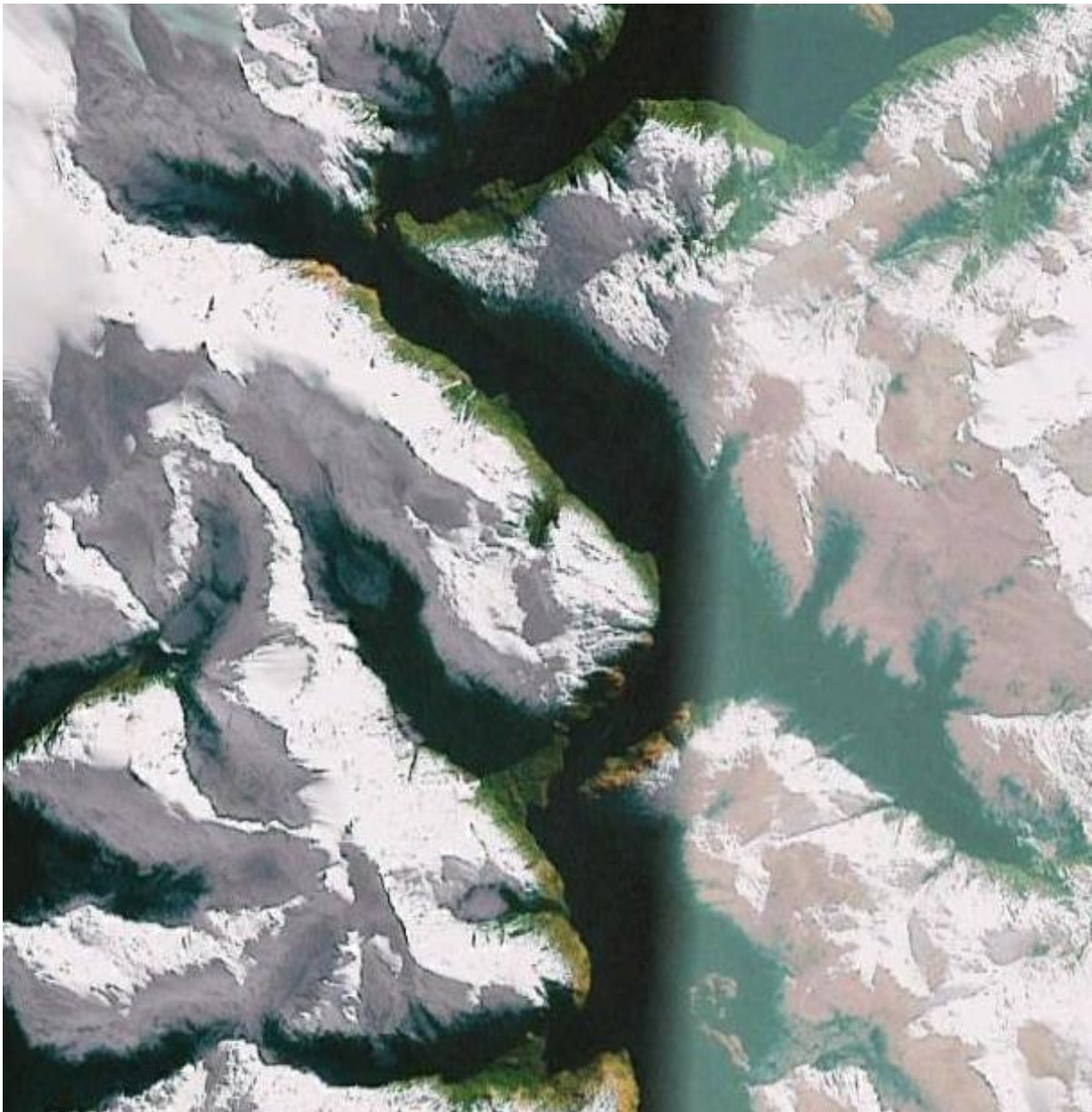
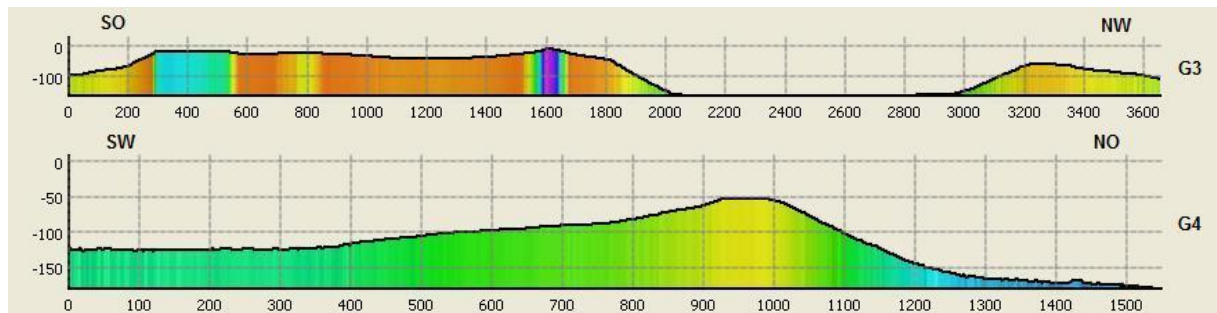


Abbildung 42: Satellitenfoto vom Tempanos Kanal. (Google Earth, Sept. 2010)

Profil G3 zeigt ein zugehöriges Tiefenprofil, das längs dem Tempanos Kanal durch die Angostura bis in den anderen Kanalabschnitt gelegt wurde. Echolotprofile von Kilian et al. (2006) deuteten hier auf Moränen hin. Sie wurden der Stufe F (Kleine Eiszeit) zugeordnet. Der stufenartige Abfall an der Südseite der Barriere sowie sein schräg zulaufender Hang auf der Nordseite lassen keine Zweifel daran, dass es sich hier um eine Moräne des unweit nördlich gelegenen Gletschers handelt, der sich in gerader Linie im Tal ausbreiten konnte. Ein weiterer Rücken folgt gute 2 km weiter nördlich. Er ist sehr viel geringer ausgeprägt, besteht nur aus einem schmalen Ring quer zum Kanal und hebt sich vom gleichen Grundniveau von 150 m nur auf ungefähr 50 m Tiefe. Das Schnittprofil deutet wieder auf eine Moräne hin.

Wenig weiter nördlich sticht ein die beiden Abschnitte des Gajardo Kanals verbindender Engpass seitlich in das Tal. Die Angostura ist ein sehr schmaler Überfluss zwischen den Kanälen und mit nur wenigen Metern extrem flach. Die Fließrichtung des Wassers wechselt mit den Gezeiten. 1,5 km nach Durchgang durch die Angostura findet sich erneut eine Mörenstruktur (Profil G4). Sie ist der gerade zuvor genannten ähnlich: sie liegt auf einer vergleichbaren Tiefe von 150 m und ist als recht dünner Wall ausgebildet.



Profile G3 und G4: Für die Lage und Farbskala der Profile siehe Abbildung 41. Angaben in m.

5.3.2 Mittelabschnitt des Gajardo Kanals

Im weiteren Verlauf ist der Gajardo Kanal an der von ihm südwärts vorherrschenden strengen Ausrichtung der Bergkämme und Täler in NO-Richtung orientiert (Abbildung 43). Der Kanal läuft daher geradlinig, mit nur einem Versatz bei $52^{\circ} 50'$, auf den Skyring Fjord zu. Die Tiefen sind bis $52^{\circ} 47'$ mit denen des südlichen Kanalabschnitts vergleichbar. Dann öffnet sich jedoch ein breites über 600 m tiefes Becken.

Nordwärts nach der Moräne vertieft sich der Kanal auf unter 200 m und formt ein U-Tal mit steilen Flanken (Abbildung 44). Nach 3 km öffnet sich das Tal nach Osten und gibt Platz für die Insel Chandler frei. Dieser Abschnitt ist der Austrittsbereich des Lengua Gletschers in den Gajardo Kanal (Koch und Kilian, 2005), der seinen letzten Vorschub zur Kleinen Eiszeit hatte. Die Insel liegt in O-W-Richtung am nördlichen Rand der Öffnung und trennt den abbiegenden Hauptkanal von einer sich auf 150 m und weniger verflachenden Verlängerung der bisherigen Kanalachse. Die Verlängerung läuft nördlich der Insel und schließt an die Bucht Bahamondes an, die sich dort nach Nordwesten öffnet. Diese steigt in einem runden nach Norden gezogenen Absatz auf unter 100 m Tiefe an. Die Sohle des Hauptkanals zieht in einem Bogen an der Südseite der Insel vorbei, verengt sich dann stark und läuft in den nächsten geraden Kanalabschnitt weiter. Von der letzten Moräne an schwankt sie um die 200m-Tiefenmarke, um sich letztlich vor der Insel auf Werte nahe der 250 m zu vertiefen. Die Fjordflanken sind in diesem Bereich generell sehr steil und führen schnell zum Talgrund. Umso mehr sticht ein flacher Hang ins Auge, der sich wie eine kleine Zunge vom Ostrand des Hauptkanals in die breite Passage vor der Insel Chandler zieht. Durch die Beobachtung der Bergflanke vor Ort ist bekannt, dass dies die Umrisse eines Schuttfächers von Rutschungen am Berg sind.

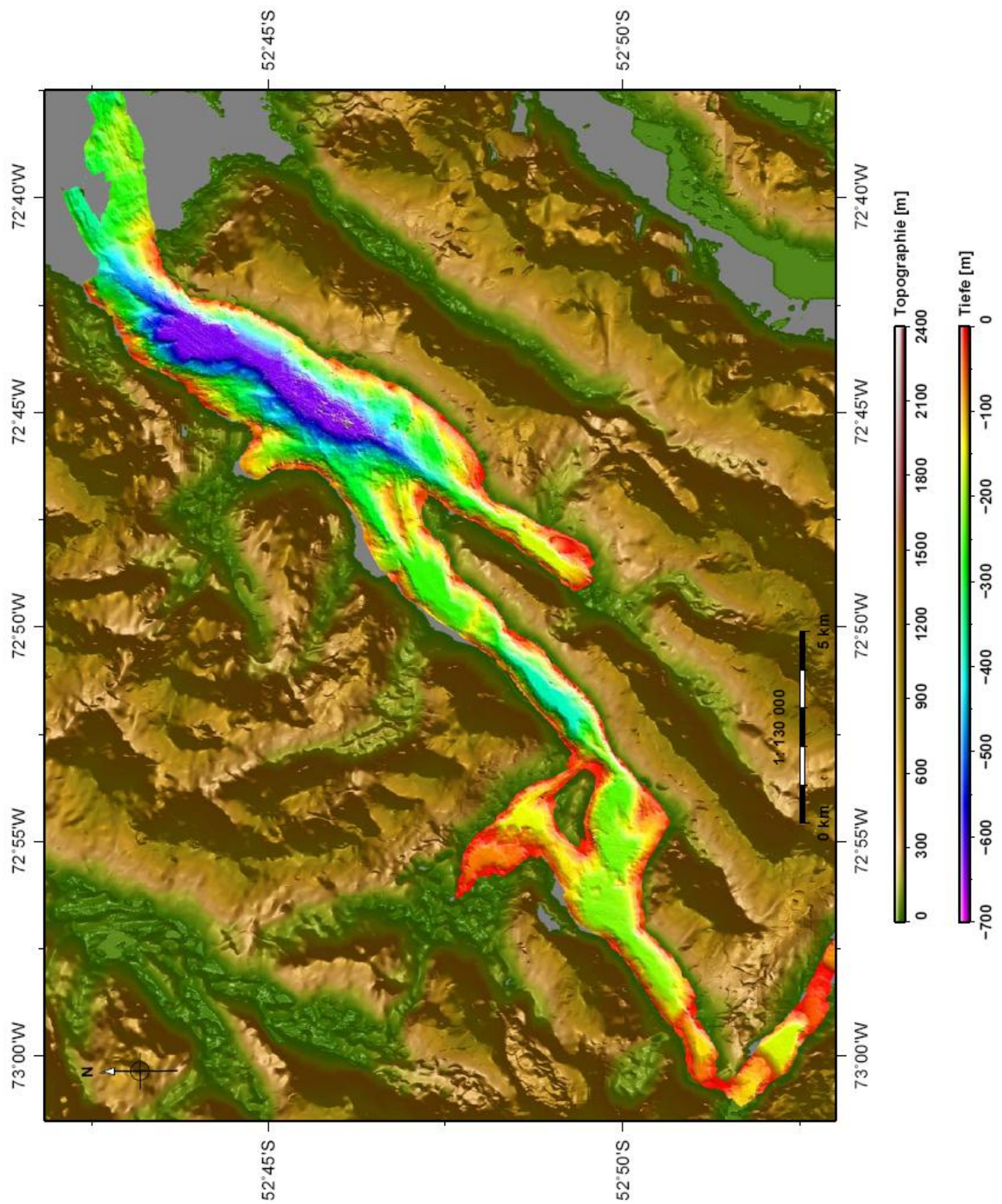


Abbildung 43: Gajardo Kanal von der Angostura Tempanos bis zum Auslauf zum Seno Skyring.

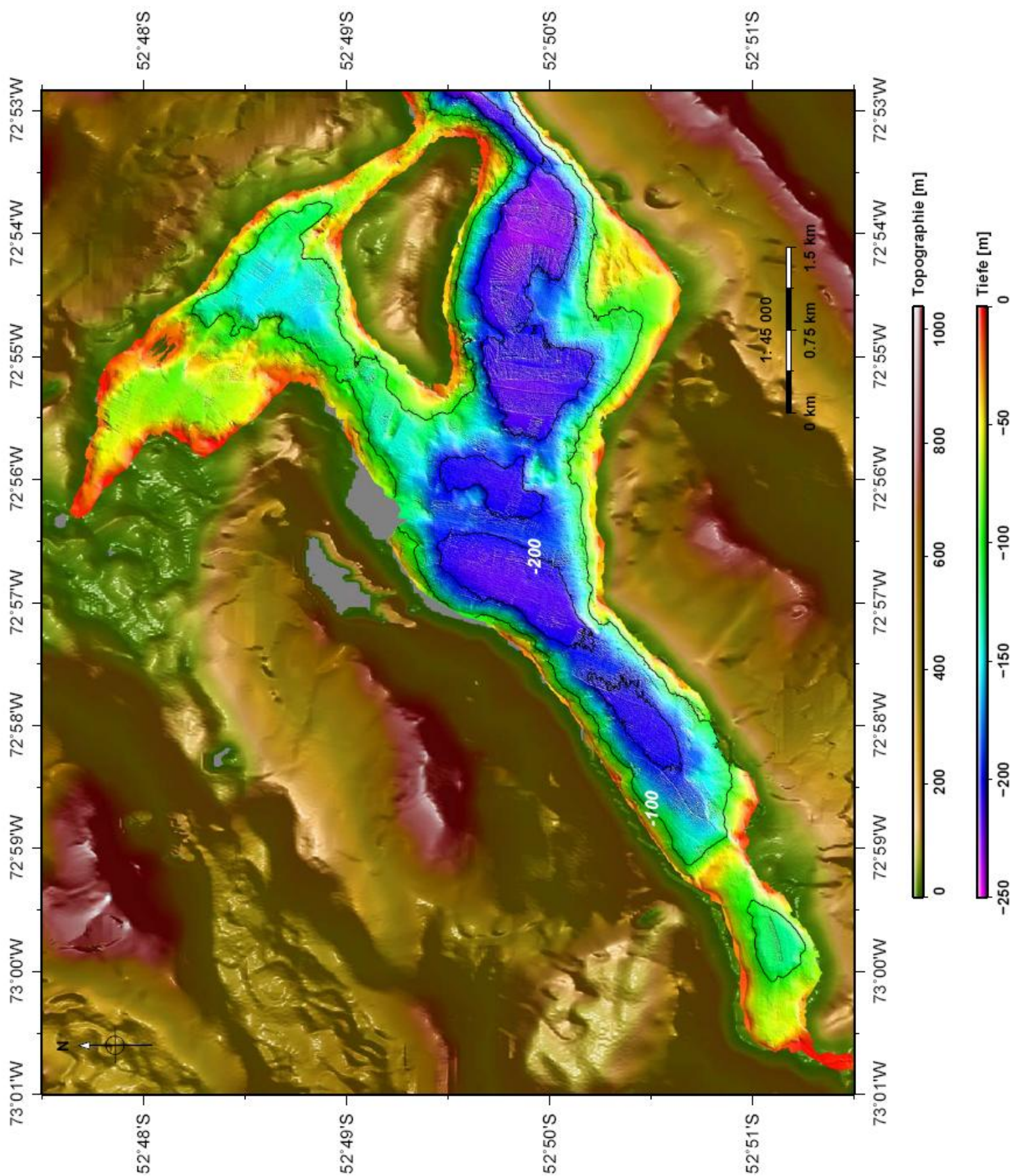


Abbildung 44: Gajardo Kanal von der Angostura Tempanos bis zur Bahía Bahamondes und Insel Chandler.

Den folgenden Abschnitt bildet ein 7 km langer Kanal, in dem sich früh ein 3,5 km langes, ca. 350 m tiefes Becken ausgebildet, dessen Wände an der Nordseite steiler sind als an der Südseite (Abbildung 46). Direkt im Anschluss läuft der Grund über eine weniger als 200 m tiefe Schwelle in ein gut 150 m tiefes Becken. Dieser Höhengsprung erscheint etwas unvermittelt und ist nicht ohne Weiteres aus der Umgebungsmorphologie zu erklären. Es zeigen sich keine kreuzenden Rücken oder Geländebrüche. Ein Blick auf die geologische Karte (Abbildung 45) zeigt jedoch quer zur Kanalachse einen Formationswechsel im Gestein an. Der kreidezeitliche Batholith wird hier von einer vulkanischen Sequenz des Jura durchschnitten. Die Karte ist zwar nicht sehr genau und im Maßstab ungünstig, doch der Übergang von Jura zur Kreide fällt an der nordöstlichen Seite ungefähr mit dem Ende des tiefen Beckens zusammen. Unterschiede in der Gesteinshärte könnten zu einer bevorzugten Einkerbung eines nördlich laufenden Gletscherstroms in den Jura-Komplex geführt haben. Der südlichere Beginn des Beckens könnte wiederum auf die Verengung des Kanals nach der Insel Chandler zurückzuführen sein. Die Schwelle wurde von Kilian et al. (2006) als zum Moränensystem E zugehörig interpretiert. Der Schnitt G5 zeigt steile Hänge quer zum Kanal und lässt eine Deutung als Moräne zu.

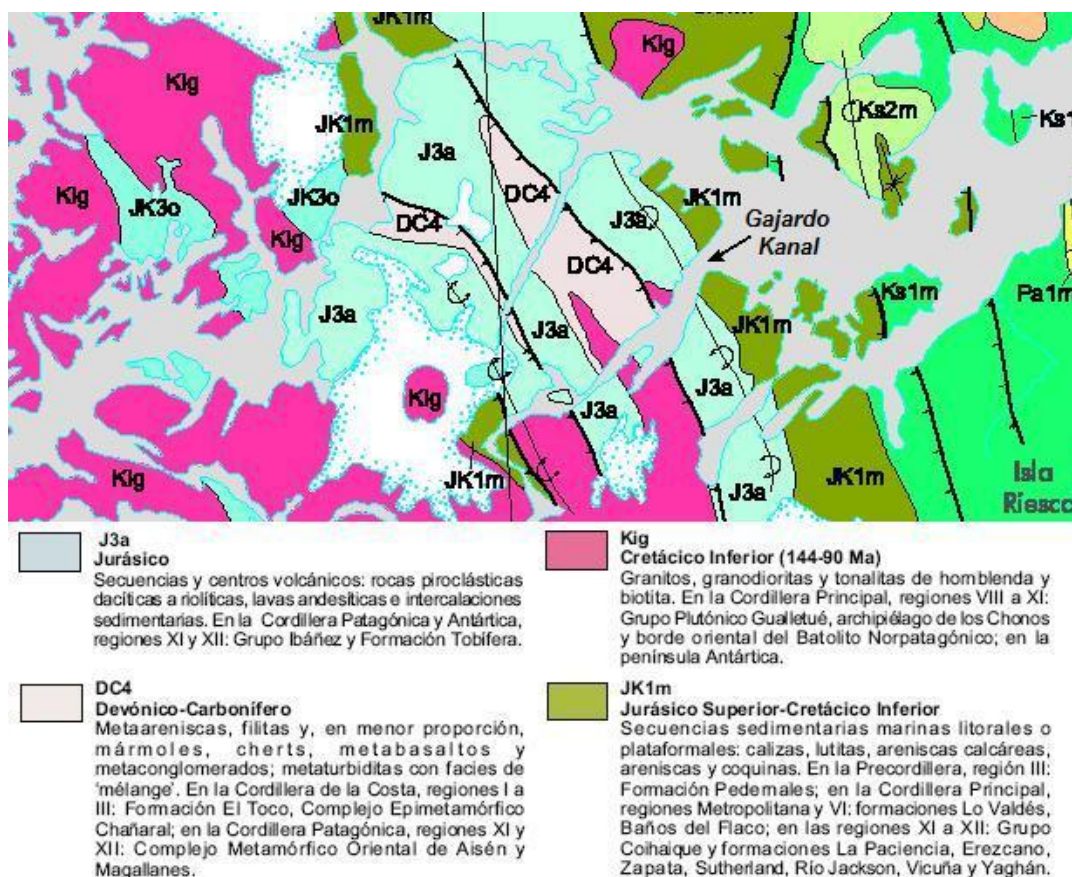
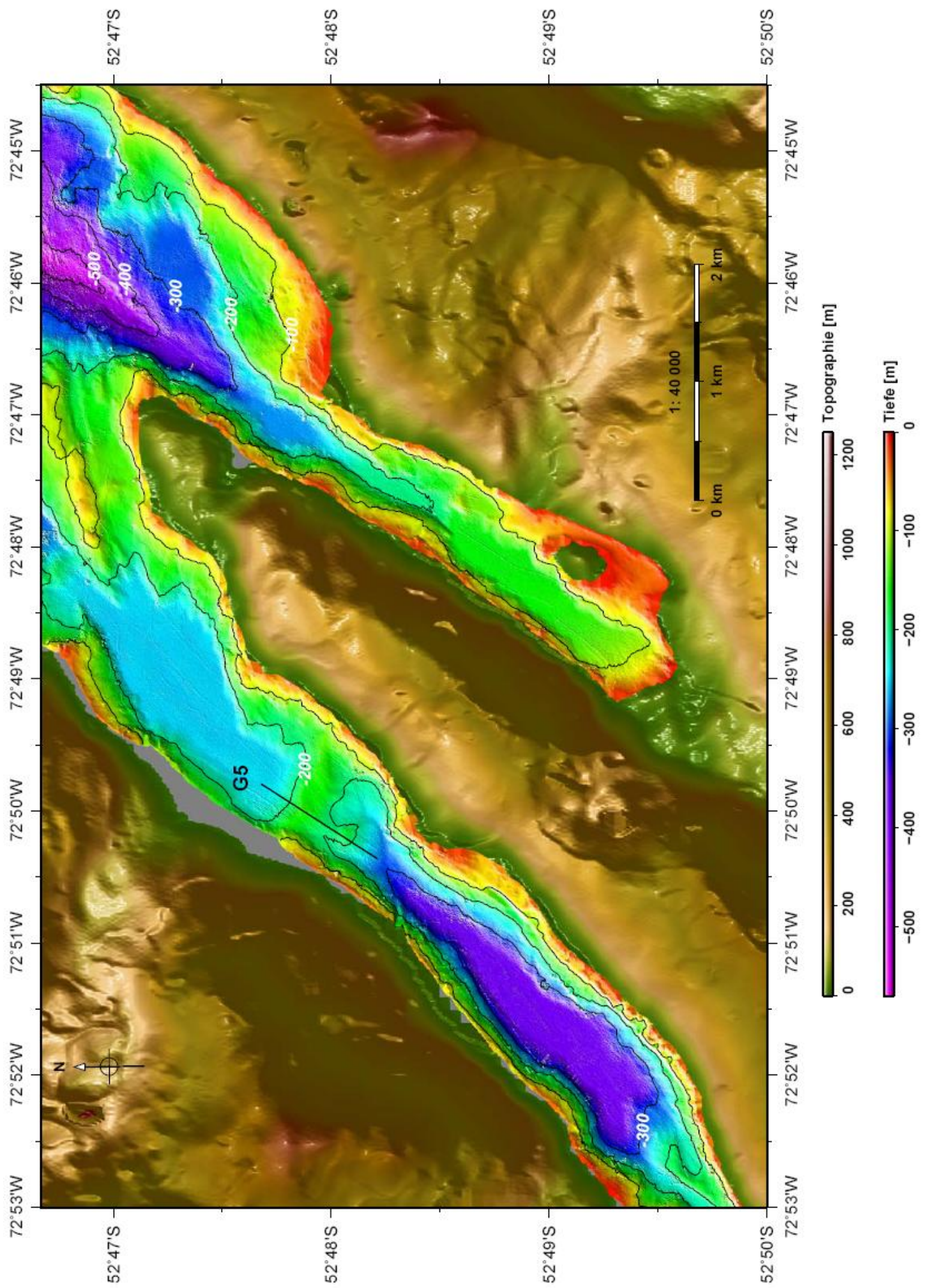


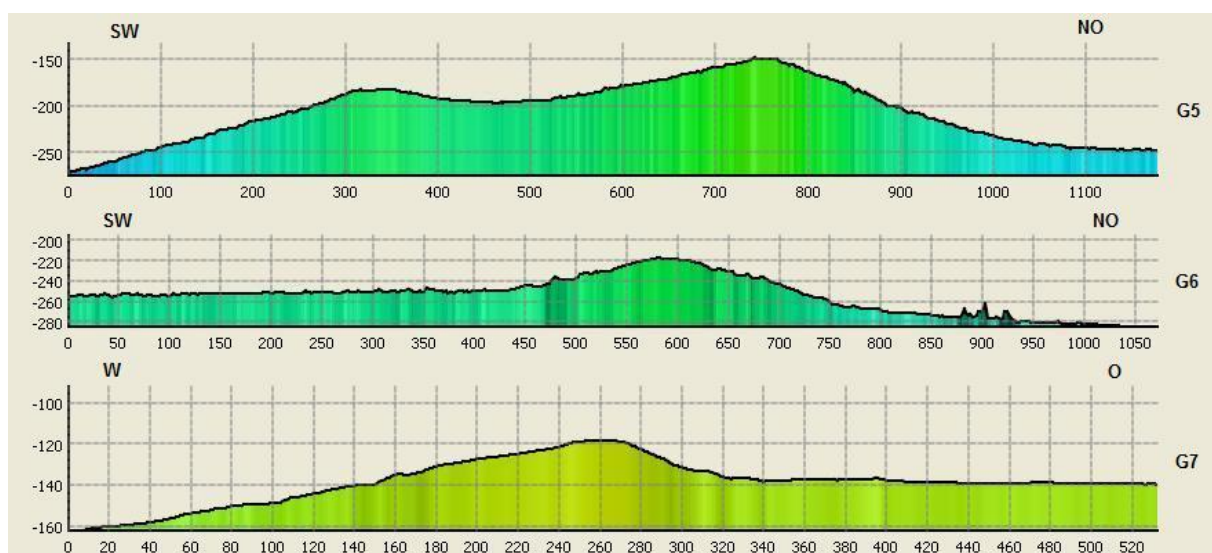
Abbildung 45: Geologische Einheiten um den Gajardo Kanal. (verändert nach Mapa Geologica de Chile -Publicacion Geologica Digital, No.4, 2003, Servicio Nacional de Geología y Minerología de Chile)

Abbildung 46, nächste Seite: Abschnitt des nördlichen Gajardo Kanals östlich der Insel Chandler mit Lage des Profils G5



Mit Auslauf des Hauptkanals in den weiten Nordabschnitt verbreitert sich das Tal bereits allmählich. Inmitten der Auslaufzone befindet sich ein schmaler Rücken, der rechtsgedreht zur Kanalachse geneigt ist (Abbildung 47). Er ist etwa 2 km lang und reicht in der höchsten Partie um 50 m tief unter der Wasseroberfläche. Nördlich von ihm zieht sich die Hauptrinne entlang der nordöstlich gerichteten Kanalachse zum Becken. Sie vertieft sich dabei leicht auf unter 300 m Tiefe. Südlich der Insel hebt sich der Grund, weshalb diese Passage mindestens 100 m flacher ist. Zusammen mit dem Rücken bildet sich eine Art Sockel, der sich in Fortsetzung des die beiden Fjordarme trennenden Bergkamms ausformt. Der Sockel läuft in einem sich nach Norden verbreiternden Hang in die Tiefen des Beckens hinein, die sich schon an der Längsseite durch die Rinne des Nebenarms auftun. Die Neigung des Rückens zur vermutlichen Flussrichtung des Eises, ist wahrscheinlich Ausdruck einer zuvor erfolgten tektonischen Ausrichtung. Gleichorientierte Lineamente am benachbarten flachen Kopf des Bergkamms deuten darauf hin (Abbildung 48).

Sowohl nördlich als auch südlich des Rückens finden sich kleine querliegende Erhebungen im Kanal, gegeneinander versetzt um 500 m. Ihre Profile G6 und G7 zeigen jeweils eine moränenartige Struktur. Während die nördliche von einer Ebene nach NO über einen Hang auf ein tieferes Niveau führt, steigt die südliche von Westen her linear an und läuft hinter der Kuppe auf eine höhergelegene Ebene, die sich noch etwa 400 m weiter zieht. Es ist anzunehmen, dass beide Moränen das Produkt eines einzigen Gletschervorstoßes sind, dessen Vorschub sich auf die zwei Wege nördlich und südlich des Geländerrückens aufteilte und dadurch versetzte. Kilian et al. (2006) sahen hier das Ende von Moränensystem E.



Profile G5 bis G7: Für die Lage und Farbskala der Profile siehe Abbildung 46 und Abbildung 47. Angaben in m.

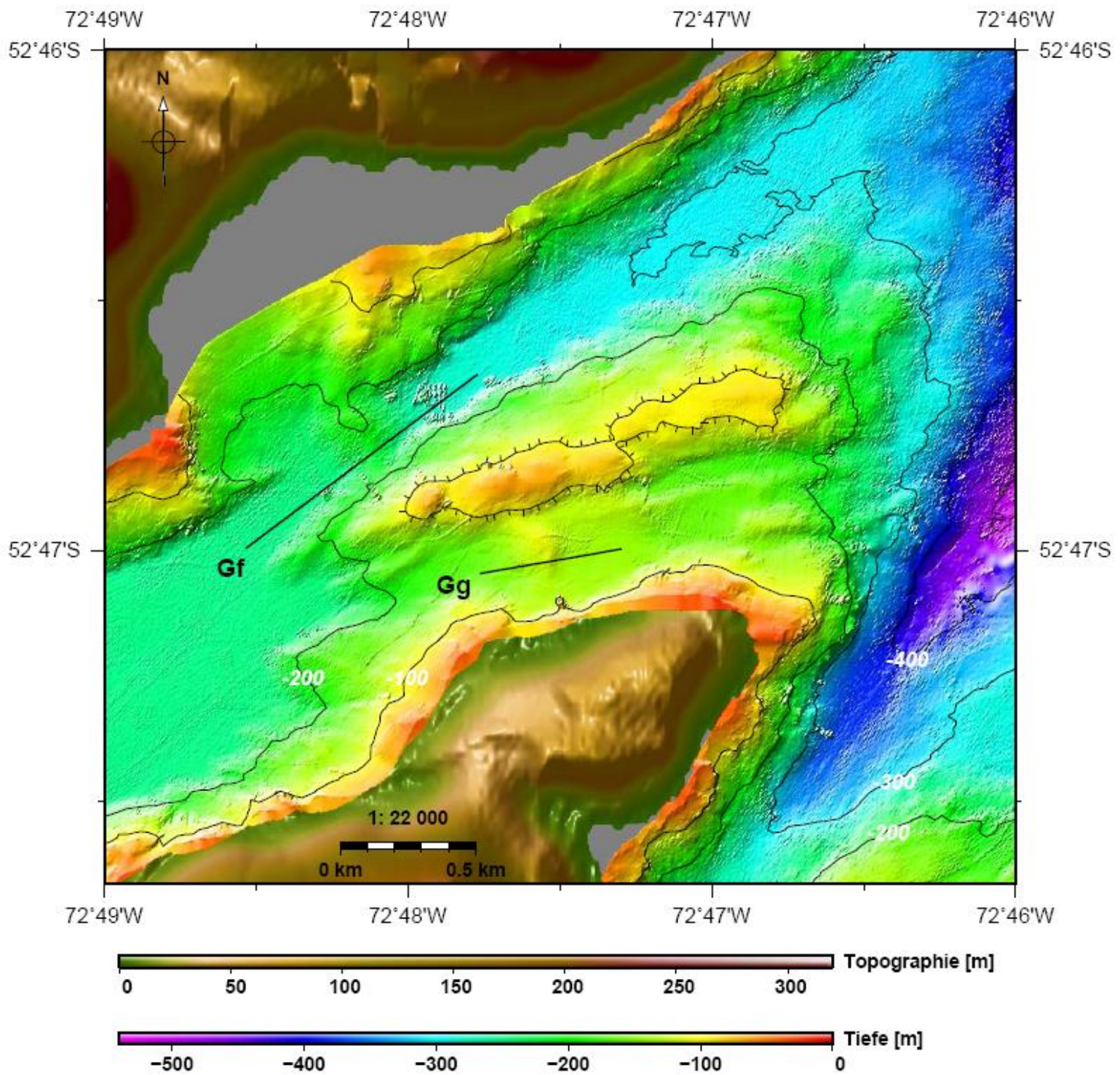


Abbildung 47: Gajardo Kanal beim Übertritt in das große nördliche Becken.



Abbildung 48: LANDSAT 7-Aufnahme in Echtfarben vom Bereich aus Abbildung 47. (Global Mapper⁸ Archiv)

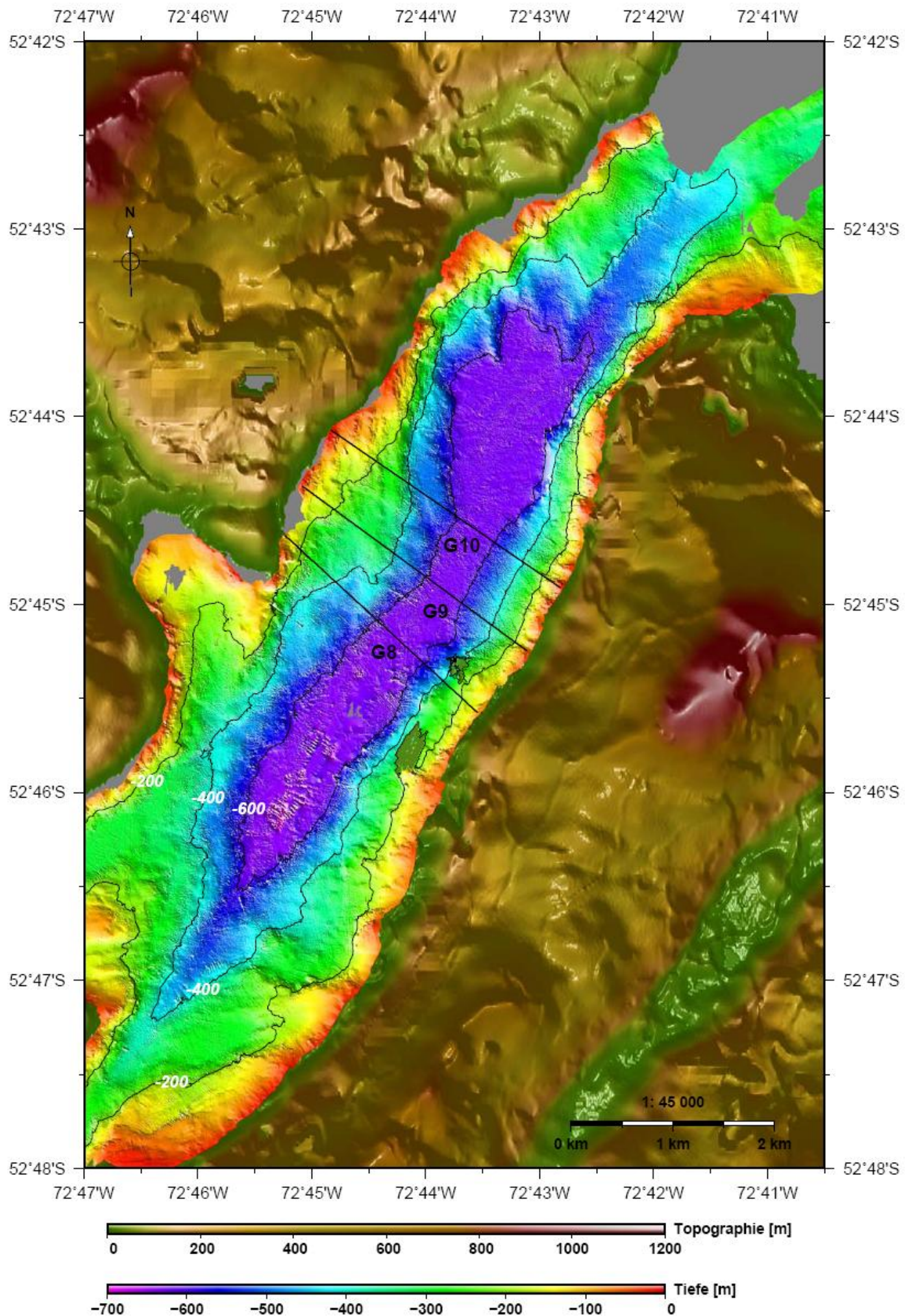
5.3.3 Nordabschnitt des Gajardo Kanal

Südlich des Hauptkanals verläuft ein fast parallel gerichtetes Fjordtal, das sich bei 52° 47' S mit ihm zu einem großen, tiefen Becken vereint. Das Tal ist eine Sackgasse, die nach Norden langsam immer tiefer wird und in einer geraden Rinne in ein mehr als 600 m tiefes Becken führt (Abbildung 46, Abbildung 49). Für einige Stellen im südlicheren Teil werden sogar Werte von 700 m angegeben. Da dies aber nur sehr punktuell auftritt und diese Tiefenbereiche die offizielle Auslegungsgrenze des Messsystems bereits überschritten, kann es sich dort auch um fehlerhafte Daten handeln. Der wohl eigentlich recht ebene Boden wirkt in diesem Bereich daher geripelt und unruhig.

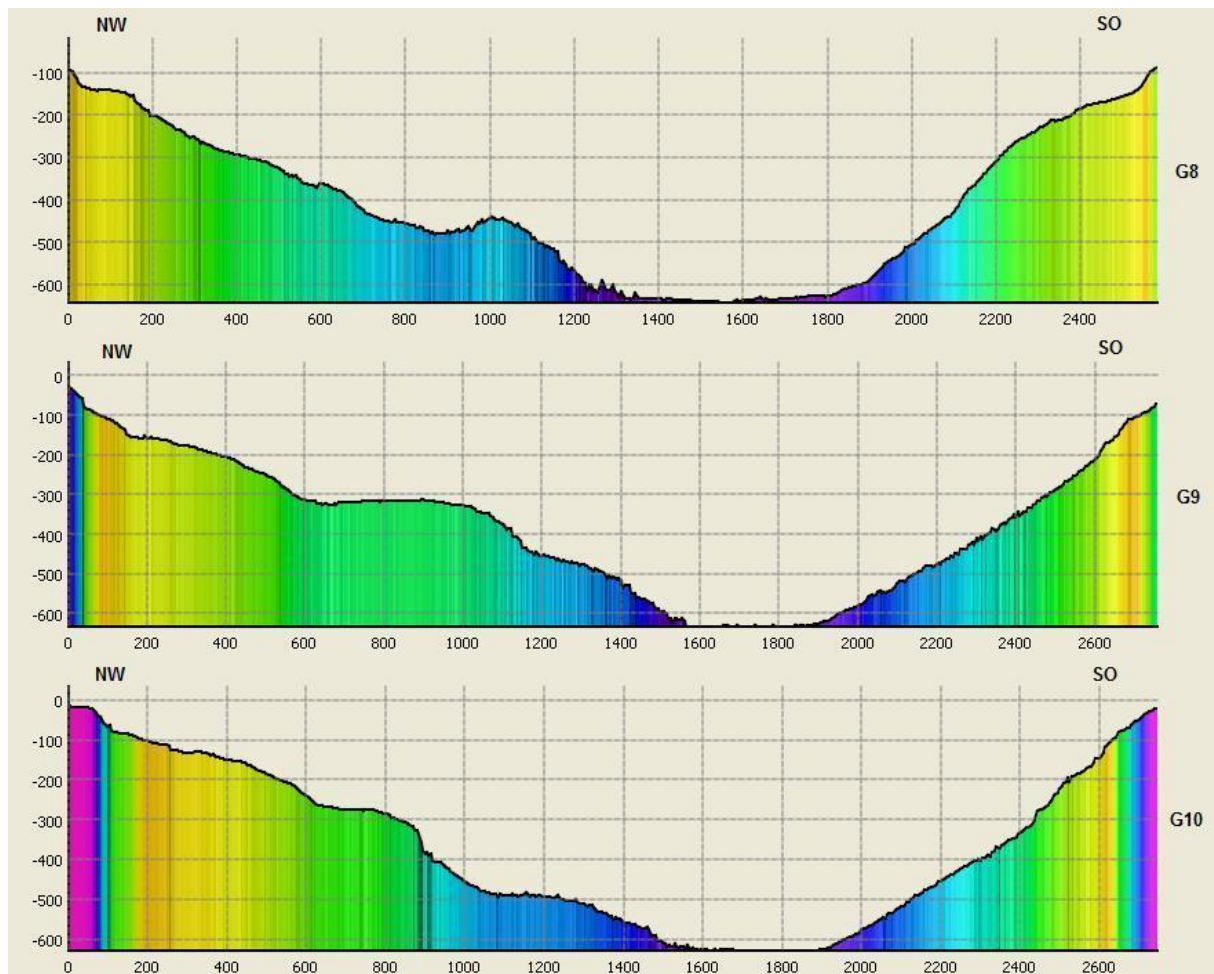
Das Becken liegt innerhalb des Tals etwas zur Ostseite gerückt und wirkt eher als eine Verlängerung des Seiten- als des Hauptarms des Fjordes. Dieser Eindruck wird dadurch verstärkt, dass sich auf der Westseite eine kleine Ausbuchtung öffnet und außerdem die Westflanke insgesamt merklich flacher abfällt und damit breiter ist als auf der gegenüberliegenden Seite.

Abbildung 49, nächste Seite: Nördlichster Abschnitt des Gajardo Kanals.

⁸ <http://www.globalmapper.com>



Besonders auffällig ist der breite runde Vorstoß bei $52^{\circ} 44' 30''$ S, der als langer Hang so weit in die Fjordmitte vorragt, dass er die Sohle des Beckens verschmälert - gut zu erkennen an der im Norden nach Westen abbiegenden 600m-Kontur.



Profile G8 bis G10: Für die Lage und Farbskala der Profile siehe Abbildung 49. Angaben in m.

Ein Blick auf die drei Querprofile G8 bis G10 zeigt deutlich die unterschiedlichen Formen der West- und Ostflanke. Während sie im Osten gleichmäßig mit starker Neigung auf die Talsohle hinunterläuft, fällt sie auf der Westseite flacher ab und bildet ab 450 m Tiefe einen Fuß, der schließlich zur Sohle führt. An der breitesten Stelle der Westflanke formt sich auf ca. 300 m Tiefe zusätzlich eine ebene Plattform aus, die eine Stufe am Hang entstehen lässt. Dies ist sehr ausgeprägt in Schnitt G9 und in kleinerem Maße in G10 zu sehen. Der gebogene Verlauf der 200- und 400m-Kontur in der Karte macht dies ebenfalls deutlich.

Weiterhin auffällig sind die N-S gerichteten Strukturlinien, die am gesamten Westrand zwischen $52^{\circ} 43' \text{ S}$ und $52^{\circ} 45' \text{ S}$ auftreten. Die gezackte 600m-Konturlinie im nördlichen Teil des Beckens zeichnet sie gut nach. Aber auch der breite Hang selbst und der Fortsatz am Nordende der Ausbuchtung sind gleichermaßen eingeregelt. Damit fällt eine Rutschung oder Aufschüttung als Erklärung für den vorstehenden Hang aus. Vielmehr scheinen sich hier gekippte geologische Formationen abzuzeichnen. Die in den Profilen zu erkennenden Plateaus sind teilweise auf Schnitteffekte mit der zu ihnen steil verlaufenden Einregelung

zurückzuführen. Warum diese Formationen nicht in demselben Maße vom Gletscher abgetragen wurden wie die Umgebung, bliebe zu klären.

5.4 Seno Skyring

Der Skyring Fjord ist ein 90 km W-O und 30 km N-S gedehntes Gewässer auf 52° 40' S nordwestlich von Punta Arenas. Es kreuzt sowohl die Landschafts- als auch die Wetterscheide. Von der steppenartigen Pampa im Osten läuft es in die südlichen Ausläufer der Andenkordillere ein und bildet den seeseitigen Eintritt zum Fjordsystem des Westens.

Dies spiegelt sich in der Form des Skyrings wider. Während er im Osten einem gestreckten See mit langem flachem Ufer gleicht, ist er im Westen zwischen hohen, steilen Bergen eingeschlossen und zeigt das typische Bild eines Fjordes. Er hat dort eine von Bergen und Inseln zergliederte Uferlinie und knickt im Ganzen von seiner W-O-Achse von Osten gesehen erst nach SW und bildet den Euston Kanal und anschließend nach NW. In dem NW-SO gerichteten Abschnitt fließt er in zahlreiche Seitentäler und Kanäle aus, die zumeist senkrecht zu ihm in NO-SW-Ausrichtung liegen. So auch im Süden der Gajardo Kanal, der den eigentlichen Zufluss vom Meer her darstellt. Ganz im Osten besteht mit dem Fitz-Roy-Kanal noch eine flussartige Verbindung zum Seno Otway im Süden, der wiederum seinen eigenen Zulauf von der Magellan Straße hat. Der Skyring hat im westlichen Teil eine deutlich höhere Durchschnittstiefe, wo er in einem großen Becken im Euston Kanal Tiefen jenseits der 600 m erreicht. Es folgt nach einem flachen Zwischenstück das Escarpada Becken mit über 400 m Tiefe. Mit Übertritt der Landschaftsscheide, hebt sich der Grund auf ein Niveau von etwa 200 m Tiefe und verflacht sich konstant nach Osten.

Im Mittelteil, beim Übergang vom flachen Land zu den Bergen, sind an Land lineare geologische Strukturen zu erkennen, die unter verschiedenen Winkeln N-S laufen (Abbildung 50). Sie stoßen in strahlartigen Spitzen in den Fjord und scheinen durch ihn durch zu laufen, führen allerdings in der Mehrheit nicht direkt aufeinander zu. Am Nordufer ist dies auf gut 10 km Breite zu beobachten, am Südufer auf 15 km. Dies sind neogene Störungen (Fischbach et al., 2001; Lodolo et al., 2002), von denen auch noch eine spätere Aktivität vermutet wird (Kilian et al., 2006). Die etwas weiter westlich gelegene Insel Escarpada ist in gleicher Richtung gebogen und gestreckt und zeigt dazu klare Lineamente an ihrer Westflanke.

Zur Zeit des LGM war der Skyring von den Ausläufern der patagonischen Eisdecke durchzogen. Wie eine Zunge ragte das Gletschereis hier nach Osten und entwässerte Richtung nördlicher Magellan Straße (Glasser et al., 2008). Die östlichen Grenzen des Eises des LGM stimmten in etwa mit den Umrissen des heutigen Skyrings überein (Kilian et al., 2006). Mit Rückgang des Gletschers entstand ein proglazialer See, dessen Level 22 - 25 m über dem heutigen Meeresspiegel lag. Bedingt durch das vorherrschende Windregime bildeten sich am nördlichen Seeufer Erosionsterrassen auf diesem Niveau aus. Um dieses Gebiet auch submarin auf solche Terrassen und die Fortsetzung der Morphologie von Land zu untersuchen, wurde ein kurzer Küstenabschnitt in der Mitte des Seno Skyrings bathymetrisch kartiert.



Abbildung 50: Satellitenfoto vom Seno Skyring, Euston Kanal und Insel Ecarpada (gebogen). (Google Earth, Sept. 2010)

Das vermessene Gebiet liegt am östlichen Rand der oben beschriebenen geologischen Ausläufer am Nordufer des Skyrings. Es umfasst nur eine kleine Fläche vor der dortigen Bucht (Abbildung 51). Die in die Abbildung eingefügte Topografie gibt den wahren Verlauf des Reliefs und der Küste nicht im Entferntesten wieder. Wesentlich mehr Orientierung bietet das Satellitenbild (Abbildung 52). Vergleicht man hier mit der Bathymetrie, erkennt man eine klare Fortführung der vertikal gestellten Deckschichten vom Land in das Wasser. Der Vorstoß der Uferlinie setzt sich unter der Wasseroberfläche als breiter, flacher Vorsprung von nur wenigen Metern Tiefe fort, ehe er in seinem östlichen Teil bald auf den Grund jenseits der 100m-Tiefenmarke abfällt. Der Felsporn, der über Wasser den Abschluss des frontalen gebogenen Ufersstücks bildet, verlängert sich als steil vom Grund aufragende Nadel und reicht noch 2 km weit in den Fjord.

Abbildung 51, nächste Seite : Bucht am Nordufer des Seno Skyring mit Lage des Profils Y. Die eingefügte Topografie verfälscht die wahre Landschaft. Für die tatsächliche Küstenlinie siehe Abbildung 52.

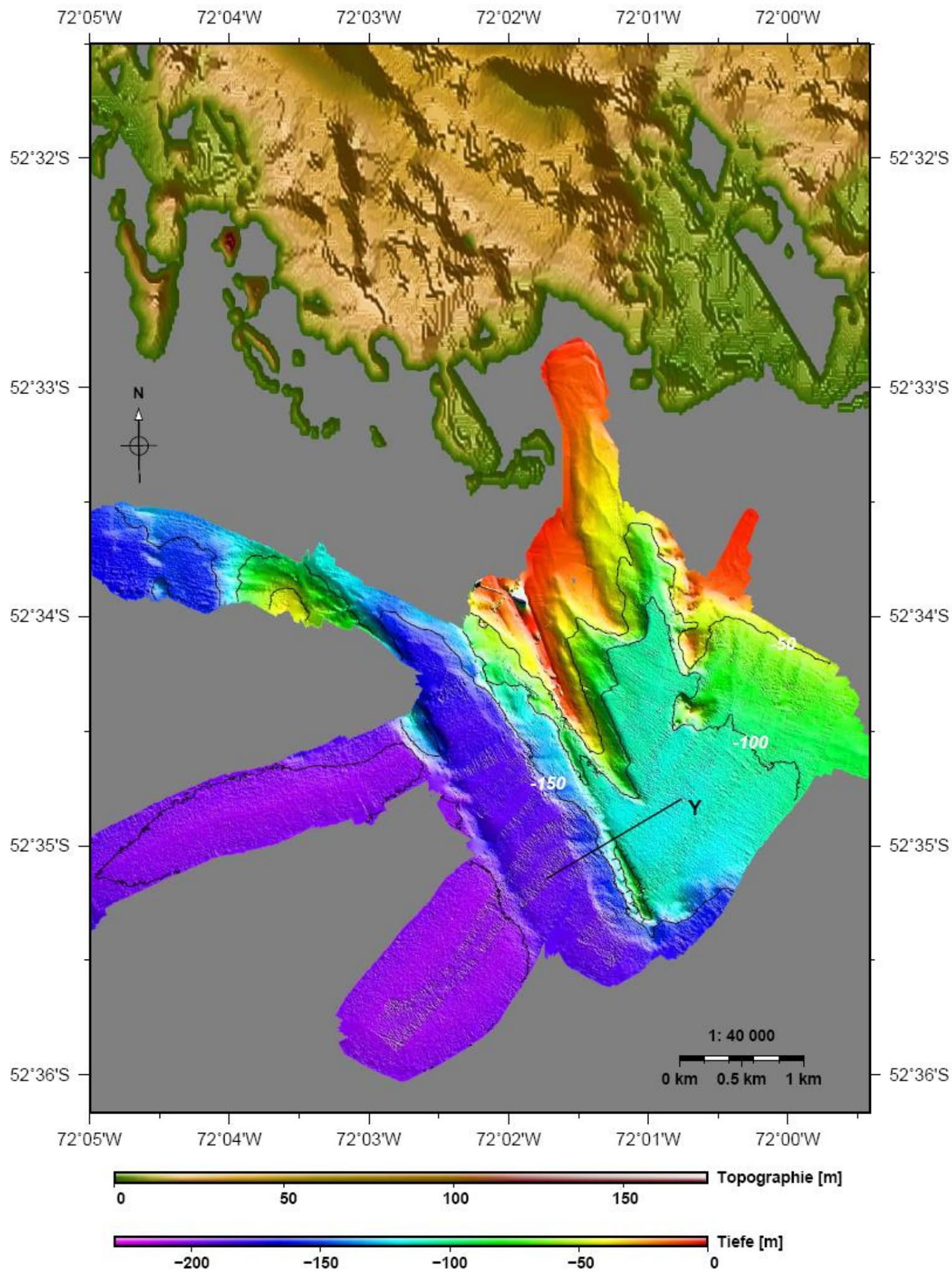


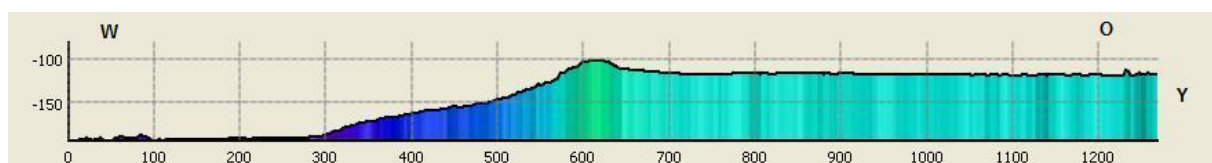


Abbildung 52: Satellitenfoto vom tatsächlichen Verlauf der Küste im Messgebiet im Seno Skyring. (Google Earth, Sept. 2010)

Westlich anliegend zieht sich zudem in gleicher Richtung ein schmaler Grat um 100 m Tiefe, der noch einen Kilometer weiterläuft. Er begrenzt ein ebenes Tableau, das östlich auf einem Niveau von 120 m weiterläuft, bis es in einem gemächlichen Anstieg zum Ufer an der Ostseite der Bucht aufsteigt. Zur Südseite endet diese Ebene mit einer Stufe zur nächsttieferen Grundebene unter 150 m Tiefe. Die Westseite des Grates begleitet ein schmaler Saum, der sich dort von der Grundebene abhebt. Etwas entfernt läuft parallel dazu ein weiterer Grat flach über den Grund, der nördlich aus einem unterseeischen Berg zu treten scheint.

Westlich davon breitet sich, den vermessenen Streifen nach zu urteilen, nur der breite, ebene Grund aus, der sich noch auf unter 200 m vertieft. Die unruhigen Rippelstreifen, die sich dort und bei der hochgelegenen Ebene in nordöstlicher Ausrichtung durch das Bild ziehen, sind messbedingt und rühren aus der Schrägstellung des Transducers her. Dieser Störeffekt ließ sich hier nicht vollständig beheben.

Wie stark und abrupt sich die hochgelegene Ebene vom Grundniveau abhebt und wie flach sie tatsächlich verläuft, verdeutlicht das Profil sehr anschaulich. Es läuft SSW-NNO und durchschneidet den Trennungsgrat senkrecht, weshalb die Stufung klar hervortritt. Dass die Abmaße der Ebene mit der Länge und Höhe des Grates in Relation stehen, drängt sich morphologisch geradezu auf. Der weitere Verlauf der Ebene ist jedoch schwer abzuschätzen, da der untersuchte Ausschnitt recht klein ausfällt. Ob es sich hierbei um ein lokales Phänomen handelt oder eine Struktur, die sich an anderen Abschnitten wiederfinden lässt, kann daher nicht beurteilt werden.



Profil Y: Für die Lage und Farbskala des Profils siehe Abbildung 51. Angaben in m.

5.5 Seno Otway

Südlich des Skyring Fjords liegt der Seno Otway. Er verläuft in NO-SW-Richtung und ist mit mehr als 80 km in etwa genauso lang, aber mit einer Breite von bis zu 29 km doppelt so breit. Beide sind im Osten durch den schmalen Fitz-Roy Kanal verbunden. Im Südwesten wird der Otway schmaler und es öffnen sich in verschiedene Himmelsrichtungen Fjordkanäle. Der in Verlängerung der Hauptachse nach Südwesten austretende Jerónimo Kanal biegt sich halbkreisförmig nach Süden und schließlich nach Osten, ehe er bei der Isla Carlos III in die Magellan Straße einfließt.

Bei früheren Echolotmessungen (Kilian et al., 2006) wurden vor der nördlichen Küste östlich der Mitte des Seno Otways Anzeichen für Gasaustritte am Fjordgrund gefunden. Dieses Gebiet sollte daher flächendeckend hochauflösend bathymetrisch kartiert werden, um einen besseren Überblick zu erhalten.

In der zur Verfügung stehenden Zeit wurden ein etwa 3 mal 5 km großes Feld untersucht (Abbildung 53). Es fällt von Norden nach Süden von etwa 50 m auf 120 m Tiefe ab. Im gesamten Bereich lassen sich lochartige Vertiefungen von wenigen Metern Durchmesser finden. Abbildung 54 zeigt das gleiche Gebiet mit einer um die Hangneigung reduzierten Tiefe. Die verbleibende Grundplatte ist flach in die Horizontale projiziert worden. So lässt sich die Verteilung und Tiefe der Pockmarks noch besser erkennen.

Bis auf den ungestörten Hangbereich, der in der Mitte des Messgebietes in einem Haken von Norden nach Süden führt, sind die Pockmarks recht gleichmäßig über die einsehbare Fläche verteilt. Ganz im Norden, Süden und Osten wird die Verteilung merklich dünner, weshalb man annehmen muss, dass das Feld dort ausläuft. Die Pockmarks treten größtenteils in Reihen angeordnet auf, wie sehr gut am Westrand zu erkennen ist. Meist ist dabei eine lineare Ausrichtung nach NO-SW vorhanden. Die Lochtiefen reichen von etwa 0,5 bis 8,5 m. Von Nord nach Süd sind im mittleren Teil die größten Löcher zu finden, mit steigender Tendenz nach Nordwesten.

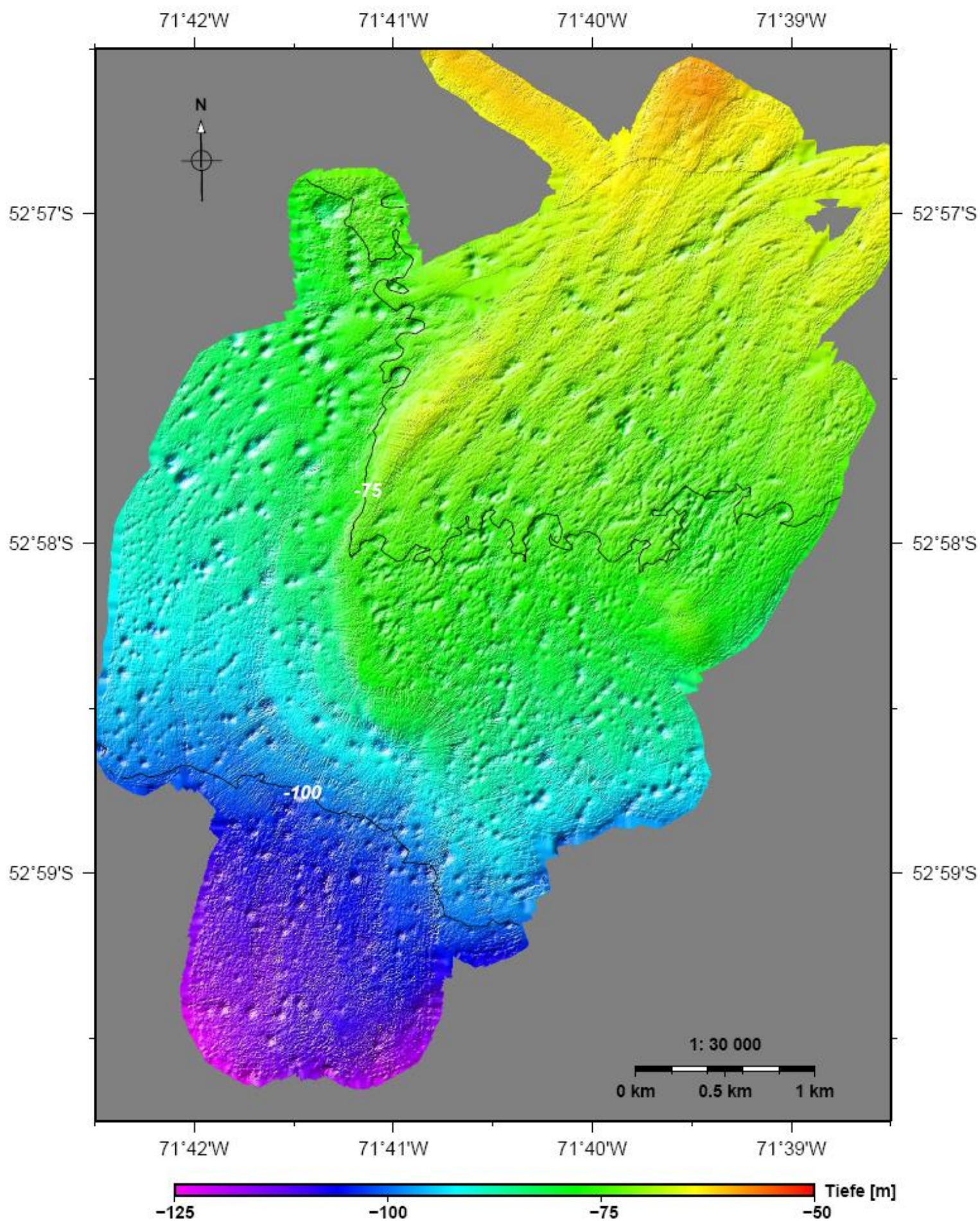


Abbildung 53: Messfeld im Seno Otway in der Nähe zum nördlichen Ufer.

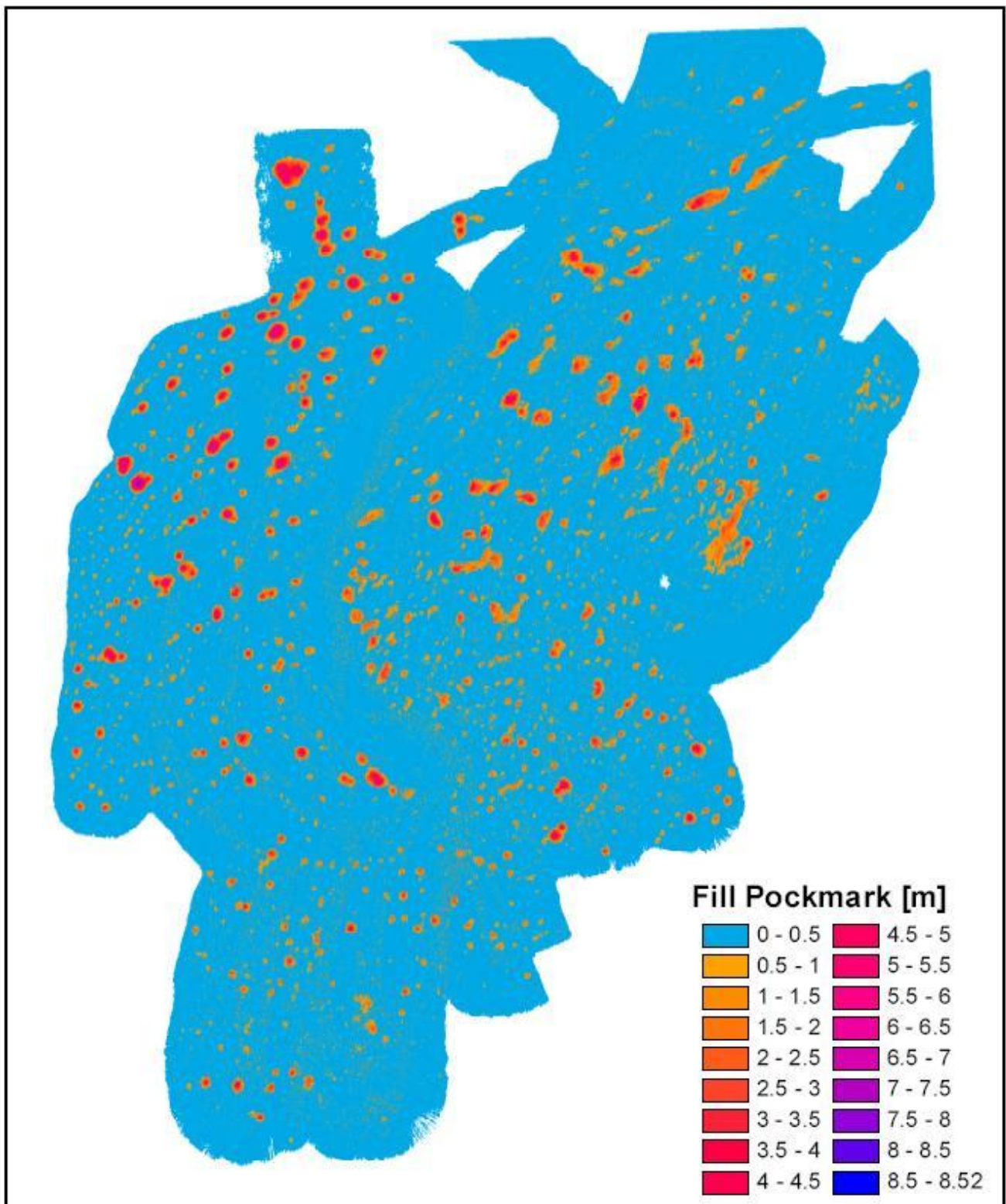


Abbildung 54: Pockmark-Feld mit in die Horizontale projizierten Löchern. (erstellt von Sonja Breuer, Universität Trier⁹)

⁹ <http://www.uni-trier.de/index.php?id=19262>

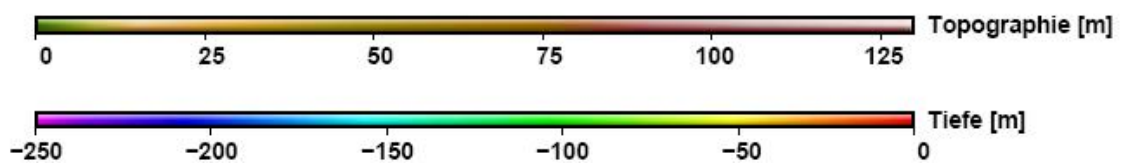
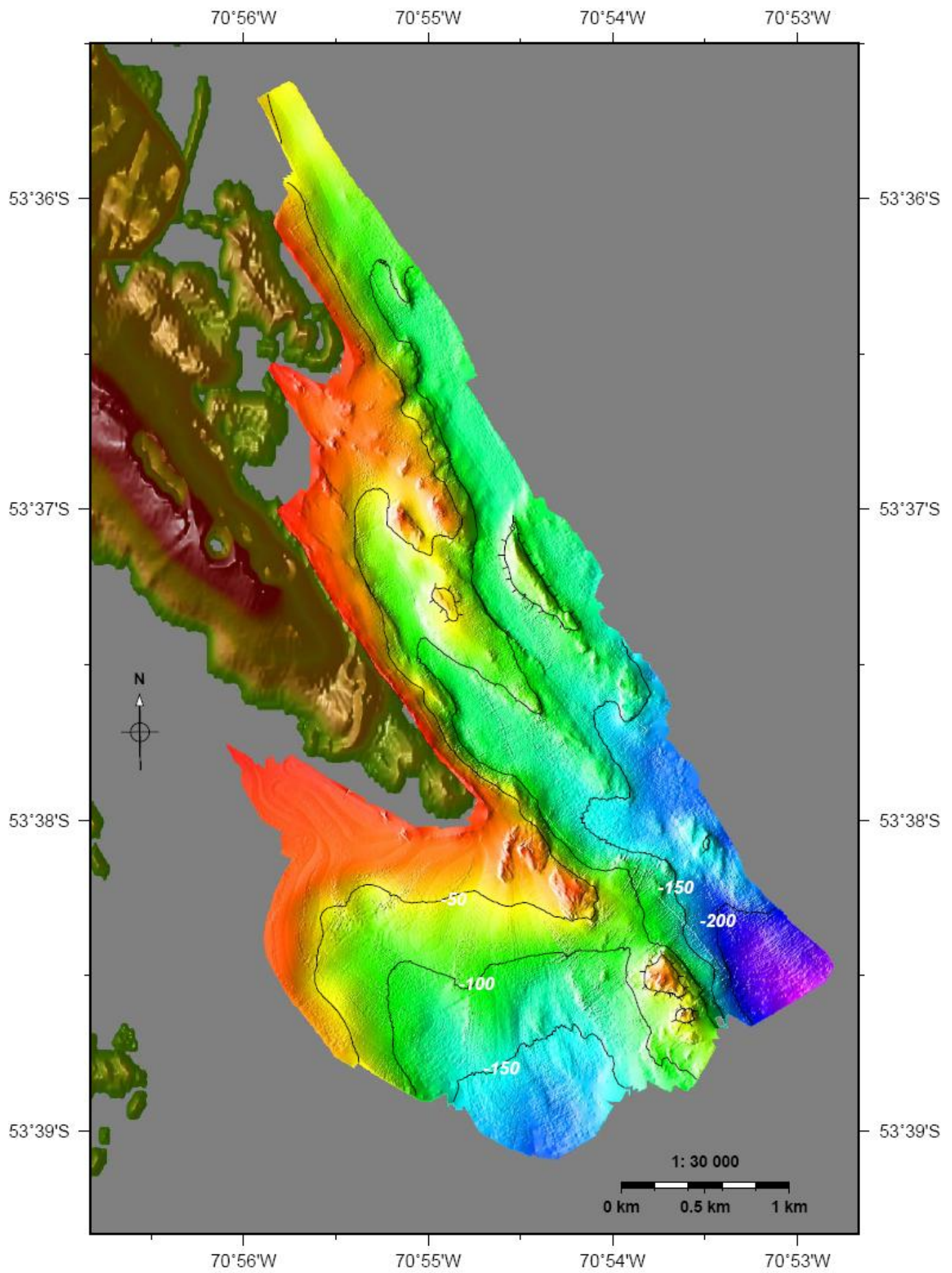
5.6 Puerto del Hambre

Puerto del Hambre liegt etwa 50 km südlich von Punta Arenas auf der Westseite des Mittellaufs der Magellan Straße. Das Gebiet ist eine der bedeutendsten paläoökologischen Fundstellen in Südamerika. Das aus morphologischer Sicht auffälligste Merkmal dieses Küstenabschnitts ist auf $53^{\circ} 38' S$ die markant ins Wasser ragende Gesteinsformation, die die Punta Santa Anna bildet. Das steil gestellte Grundgestein verläuft hier in einer NW-SO gerichteten Störung und ist nach Bentley und McCulloch (2005) Ausdruck einer neotektonischen Aktivität in der Region. Es wird ein Einfluss für den südlichen Teil der Magellan Straße bis in den Süden Feuerlands nach Einsetzen der örtlichen Entgletscherung vermutet. Im Zuge dieser Aktivität wird ein Absinken der ehemaligen Küstenlinie um Puerto del Hambre postuliert. Dies hätte unmittelbare Auswirkungen auf die Beurteilung vergangener Meeresspiegelstände und damit die Rekonstruktion der Vergletscherungsgeschichte der Region. Eine küstennahe bathymetrische Vermessung sollte helfen, das morphologische Bild des Gebiets seeseitig zu vervollständigen, um möglicherweise verborgen gebliebene Landschaftsmerkmale wie etwa Anzeichen versenkter Terrassen zu finden.

Die vermessene Fläche beschränkt sich auf einen maximal 1 km breiten Streifen längs der drei südlichen Vorsprünge bei Puerto del Hambre (Abbildung 55). An der Punta Santa Anna wurde noch das äußere Stück der dahinterliegenden Bucht eingeschlossen. Da die Topographiedaten den Küstenverlauf nur ungenau wiedergeben, ist eine Satellitenaufnahme zur Orientierung beigelegt (Abbildung 56).

Die Bathymetrie zeigt eine klare Fortsetzung der Strukturen an Land. Das vertikalgestellte Grundgestein läuft in spitzer werdenden Strahlen in die Magellan Straße aus, was auch direkt von den Tiefenkonturen nachgezeichnet wird. Dabei bilden sich drei größere Linien heraus. Die eine gehört zur Punta Santa Anna und läuft südöstlich aus dem Messgebiet heraus, die anderen beiden liegen nördlich und sind kürzer. Diese Rücken tragen nur vereinzelte Felshöcker, verkleinern und vertiefen sich mit zunehmender Länge und verschwinden schließlich jenseits der 150m-Tiefenmarke im Boden. Die Santa-Anna-Verlängerung hingegen besteht, soweit zu beurteilen, aus einer Kette von großen Felsstümpfen, die sich auf einer wallartigen Erhebung reihen. Die Gipfel dieser Formation reichen mehrfach über die 50m-Tiefenmarke.

Abbildung 55, nächste Seite: Punta Santa Anna bei Puerto del Hambre.



Während östlich der Santa-Anna-Landspitze unter Wasser eine steile Wand auf den Grund abfällt, breitet sich auf der Ostseite ein flacher gebogener Hang aus, der sich zwischen dem Flachwasserbereich der Bucht und der Felskette der Santa-Anna-Struktur einschmiegt. Von der Landspitze aus scheint der Untergrund strahlenförmig wegzulaufen. Das ist besonders gut an der grün gefärbten Zunge auf hellblauem Grund zwischen der 100m- und 150m-Tiefenkontur zu sehen. Zusätzlich zeichnet die nach Süden gebogene 100m-Tiefenlinie die Wölbung des Hanges nach. Vergleicht man ihn mit dem steileren und unregelmäßigeren Hangabschnitt, der sich buchteinwärts anschließt, legt die Vermutung nahe, dass es sich hierbei um eine neuer gebildete Struktur handelt, die die Grundformation überlagert. Die glatte Fächerform lässt auf eine gleichmäßige sehr feine Sedimentablagerung schließen. Das Material könnte vom unweit südlich austretenden Fluss stammen (Abbildung 56). Es ist denkbar, dass das Sediment durch eine zirkuläre, vielleicht windinduzierte Oberflächenströmung innerhalb der Bucht herübergetragen wurde und wird und sich im toten Winkel der Santa-Anna-Spitze abgelagert.



Abbildung 56: Satellitenfoto von der Punta Santa Anna bei Puerto del Hambre. (Google Earth, Sept. 2010. Aufgenommen am 3.1. 2005)

6 Diskussion

6.1 Möglichkeiten der Interpretation durch die Bathymetrie

Um den Nutzen der Bathymetrie und die Möglichkeiten zur Interpretation der Daten einzuschätzen, hilft es, sich verschiedene morphologische Aspekte anhand von konkreten Kartenbeispielen zu veranschaulichen.

Der größte Erkenntnisgewinn, den eine bathymetrische Kartierung mit sich bringt, ist zunächst die visuelle Einsicht in ein vorher unbekanntes Unterwassermilieu. Es offenbaren sich der allgemeine Verlauf des Bodens sowie die Anordnung großräumiger Strukturelemente. Schließt man eine grobe Fehlkalibration, verunglückte Messung oder Falschberechnung der Daten aus, die sich im Normalfall durch eine starke Missweisung einzelner Partien oder scharfe Ausreißer bemerkbar machen, gibt es keinen Grund an diesen Informationen zu zweifeln. In den hier präsentierten Karten zeigten sich Großstrukturen unterschiedlicher Natur:

Die häufig auftretenden Flachwasserareale werden fein abgebildet. Sie lassen sich an erwartbaren Stellen wie schmalen Nebenarmen, wie dem Ostteil des Seno Glaciers (Abbildung 37) oder seitlichen Buchten wie der Bahia Bahamondes (Abbildung 44), finden oder fügen sich recht unvermittelt in die Landschaft, wie die zum Grund abgestufte Fläche im Seno Skyring (Abbildung 51).

Ähnlich verhält es sich mit den Becken in den großen Tiefen. Als prägendstes Merkmal der Fjorde sind sie zahlreich vorhanden, oft auch in Reihe hintereinander (Abbildung 36), erscheinen aber teils überraschend am Grund wie etwa im Mittelteil des nördlichen Abschnitts des Gajardo Kanals (Abbildung 46). Ihr ebener Boden wird deutlich in den bathymetrischen Aufzeichnungen wiedergegeben. Nur in sehr großen Tiefen hat die Technik Reichweitenprobleme und produziert deshalb Störungen im Bild (Abbildung 49).

Ferner lassen sich Schwellen, wie nördlich der Insel Violetta im Swett Kanal (Abbildung 36), Engpässe, wie zwischen der Insel Violetta und dem östlichen Bergkamm (ebd.), und Stufen wie im Seno Skyring (Abbildung 51) oder bei der Insel Tamar (Abbildung 29Abbildung 31) erkennen.

Ausgehend von diesen Grundstrukturen als Obereinheiten lassen sich die Gradienten des Reliefs ablesen und bewerten. Steile Fjordwände sind hier besonders augenfällige Merkmale des Untersuchungsgebietes. Sie finden sich fast überall, z.B. auf großer Länge im Swett (Abbildung 33) oder Gajardo Kanal (Abbildung 43). Trotz der eigentlich für den waagerechten Meeresboden ausgelegten Technik, zeichnen sich diese mitunter beinahe in die Vertikale gestellten Wände hervorragend ab, wenn auch mit, in der Nachbearbeitung entfernten, übersteilen Artefakten. Beinahe auffällig sind deswegen flachere Hänge, die die Form der Flanke verändern und in den Fjord reichen wie etwa in der Mitte (Abbildung 46) und im Norden (Abbildung 49) des nördlichen Gajardo-Abschnittes. Sie sind verlässliche Strukturen,

die nicht durch etwaige Unabgestimmtheiten des Messsystems hervorgerufen werden können. Kleinere, flach abfallende, ebene Hänge sind hingegen generell mit Vorsicht zu betrachten, da sie anfällig für Fehler in der Ausrichtung des Transducers sind. Sie können dadurch entweder verändert werden oder überhaupt erst das Produkt dieser Fehlweisung sein, gerade wenn sie nur mit einem längsgefahrenen Messstreifen abgedeckt werden. Für die Karten hier wurde dieses Problem jedoch weitestgehend behoben. Auf verbliebene Artefakte wurde an den entsprechenden Stellen und auch im vorherigen Abschnitt hingewiesen.

Diese Großstrukturen sind für eine Beurteilung des Gletschereinflusses auf die Landschaft bereits hilfreich. Die Überformung des Grundreliefs äußert sich aber auch in feineren Strukturen, die ebenfalls durch die Bathymetrie sichtbar werden. Zu Rundhöckern geformte Erhebungen des Grundes sind sehr schön auf den Bildern zu sehen (z.B. Abbildung 29, Abbildung 47, Abbildung 34). Dass es sich hierbei um unechte Strukturen handelt, kann allein schon deshalb ausgeschlossen werden, weil ihre Ausrichtungen teils mit denen von Lineamenten der Umgebung über Wasser übereinstimmen. Außerdem treten sie auch viel zu lokal und in zu unterschiedlichen Winkeln zur Messrichtung auf, als dass eine generelle Fehlfunktion des Gerätes vorliegen könnte. Etwas anders verhält es sich mit rinnenartigen Auskerbungen des Untergrundes wie etwa an der Öffnung des Nebenarms im nördlichen Gajardo Kanal (Abbildung 46). Theoretisch ist es schon denkbar, dass solche linearen Strukturen aus einer Fehlfunktion des Gerätes entstehen, gerade wenn sie parallel zum Schiffskurs liegen. Ein Beispiel hierfür wäre die leicht zur Mitte gedellte Fläche im Südwesten der Abbildung 51, die einzig und allein auf die parallele, in entgegengesetzten Zügen gerichtete Fahrt unter Schrägstellung des Transducers zurückzuführen ist. Da es sich jedoch bei den Gletscherrinnen um eine ganz andere Größenordnung handelt, bei der mehr als zwei Messzüge notwendig wurden, die noch dazu zum Teil schräg angesetzt wurden, ist eine künstliche Entstehung dieser Formen praktisch nicht möglich. Sonst hätten morphologische Widersprüche und unsaubere Übergänge entstehen müssen. Das ist aber nirgends der Fall.

Zumeist zweifelsfrei ausmachen lassen sich die vielen Moränenschübe, die in den Fjorden um den Gran Campo Nevado angehäuft sind. Sie haben fast immer eine ringartig gebogene Wallform mit einer mehr oder minder spitzen Kuppe. Ganz ausgeprägt ist dies in Abbildung 37 in dem Verbindungskanal zum Seno Glacier zu sehen. In Einzelfällen treten sie sogar über die Wasseroberfläche, wie ebenfalls dort nördlich angrenzend im Seno Glacier aber auch im Tempanos Kanal (Abbildung 41). Wo die Ringstrukturen unterbrochen sind, geben Schnittprofile die charakteristische Formgebung wieder (bspw. Profil S3).

Darüber hinaus lassen sich auf den Karten auch Strukturen erkennen, die nicht glazialen Ursprungs sind. An mehreren Orten findet sich eine Fortsetzung der Landmorphologie im Wasser, z.B. von Bergkämmen, wie im Swett Kanal (Abbildung 36), oder aufgestellten geologischen Schichten, wie z.B. bei Puerto del Hambre (Abbildung 55). An der Echtheit dieser Strukturen kann es aufgrund ihrer sehr individuellen Gestalt und der eindeutigen Zuordnung zum Land keinen Zweifel geben.

Des Weiteren ist es durch die Bathymetrie möglich, Schüttungen auszumachen. Ein sicheres Beispiel dafür ist jene gegenüber der Insel Chandler im Gajardo Kanal (Abbildung 44), die auch durch Beobachtungen an Land bestätigt werden kann. An anderen Stellen, wie der Nordflanke des Kanals Richtung Seno Skyring (Abbildung 49) bleibt Raum für Spekulationen. Feiner und breiter gestreut sind noch Sedimentfächer an der Mündung von Flüssen. Im Messgebiet waren sie in der großen Bucht im Swett Kanal (Abbildung 34) und bei Puerto del Hambre (Abbildung 55) zu finden. Eine ihrer radialen Form ähnliche Struktur kann in der bathymetrischen Aufzeichnung unter Umständen auch durch ein sich beinahe auf der Stelle drehendes Schiff erzeugt werden - vorausgesetzt es liegt eine Fehlkalibration vor. Eine potentielle Verwechslungsgefahr besteht also. Hier allerdings wurden keine Wendungen gefahren und zu den nahen Flüssen lässt sich kein klarer Bezug herstellen.

6.2 Interpretationsmöglichkeiten durch die Topografie

Hochaufgelöste topografische Karten sind normalerweise ein nützliches Mittel zur Interpretation der Morphologie einer Landschaft. Da die zur Verfügung stehenden Daten für das hier bearbeitete Messgebiet jedoch ein mindere Qualität haben, schränken sich die damit in Verbindung stehenden Möglichkeiten in interpretativer Hinsicht ein.

Was sich erkennen lässt, ist ein grobes Höhenrelief, das immerhin zur Orientierung taugt. Die großen Störungslinien der Region zeichnen sich ebenso ab wie die darauf basierende Anordnung der Bergkämme und Täler (z.B. Abbildung 39). Damit werden die Randbedingungen für das Relief unter Wasser deutlich, was die Voraussetzungen für dessen Interpretation schafft. Ein Satellitenfoto allein gäbe keine Höhen preis und auch nicht unbedingt einen klaren Blick auf die Struktur der Berge, da noch verschiedene andere Informationen wie Waldbewuchs, Schneebedeckung u.ä. transportiert werden. Die ständige Bewölkung der Region ist ein weiteres Problem. Gute Aufnahmen liefern natürlich trotzdem eine Reihe von Interpretationsansätzen, wie auch andere Arbeiten aus Patagonien zeigen (z.B. Glasser et al., 2008).

Im Nahbereich sind die hier verwendeten Topografiedaten nicht verlässlich und wenig hilfreich, weil sie die Morphologie zu sehr verschleiern (Abbildung 37) oder komplett neu gestalten (Abbildung 51).

6.3 Qualität der bathymetrischen Bilder

Allgemein hat die bathymetrische Vermessung sehr von dem für die Region verhältnismäßig guten Wetter profitiert. Die See war größtenteils ruhig und daher gut befahrbar. So konnte eine für den gesteckten Zeitrahmen große Fläche bei guter Qualität vermessen werden. Die weiten Anfahrten in die entlegenen Messgebiete müssen dabei als Zeitfaktor zusätzlich berücksichtigt werden. Wegen der oft geringen Tiefen in den Randbereichen der Fjorde und der daraus resultierenden schmalen Abdeckung verlängerte sich zudem die Länge der Tracks erheblich. Dieser Umstand kam wiederum der Auflösung zugute, da die flachen Gebiete

zwangsläufig feiner abgetastet wurden. Die vielen Schleifen, die dafür gedreht werden mussten, sind im Hinblick auf eine gleichmäßige Abdeckung des Untergrundes zwar ungünstig, aber das fällt rein optisch nach Berechnung über die Grids nicht mehr ins Gewicht. Es gibt keine einzige Stelle, an der man diesen puren Ausdünnungseffekt sehen würde. Erst im Zusammentreffen mit einer nicht überdeckend gefahrenen Nebenbahn ergeben sich Probleme. Diese Lücken wurden meist glatt gefüllt wie bei Abbildung 29 bei $52^{\circ} 56' S / 73^{\circ} 46' 40'' W$, sodass sie unscheinbar werden. Fehlen einfach zu viele Daten, ergeben sich Zwischenräume und die Messfläche stoppelt aus. Eklatantestes Beispiel hierfür ist Abbildung 34 am Ostrand der Bucht. Ein Vergleich mit Abbildung 33 zeigt auch den deutlichen Unterschied, den die Grid-Zellgröße in Kombination mit der Interpolation der Datenzwischenräume ausmacht. Auf den Einfluss der Clip-Funktion ist in diesem Zusammenhang bereits hinreichend eingegangen worden (Kapitel 4.4.2 ff).

Eine Beeinträchtigung der Aufnahmequalität ist mit der schrägen Ausrichtung des Transducers verbunden. Die infolgedessen entstandenen Streifen mit Ausreißern sowie die künstlichen Gräben entlang des Tracks sind zwar weitestgehend geglättet worden, konnten aber nicht überall behoben werden. So sind teils immer noch Schlieren und Fahrtrinnen zu erkennen, besonders auf den Abbildungen Abbildung 55, Abbildung 51 und Abbildung 53, wie auch in den entsprechenden Abschnitten beschrieben. Gravierende Möglichkeiten für Fehlinterpretationen ergeben sich dadurch jedoch nicht.

Ein wesentlicher Makel des bathymetrischen Prozessings bleibt die fehlende Eichung nach verlässlichen Geschwindigkeitstiefenprofilen. Eine Gleichbehandlung aller Messdaten sowie die Annahme eines idealen homogenen Wasserkörpers sind realitätsfern. Die auf diese Weise bestimmten Tiefendaten müssen ungefähr bleiben. Für wirklich belastbare Tiefenwerte müsste eine auf die Örtlichkeit abgestimmte, tagesaktuelle Geschwindigkeitsverteilung zur Verfügung stehen, was praktisch kaum zu verlangen ist. Außerdem ist das erhaltene Tiefenrelief als Überblick und Ausgangspunkt für weitere Untersuchungen eine verlässliche Grundlage. Die gewonnenen Daten geben eine breite und detaillierte Einsicht in den submarinen Bereich der Fjorde und sind morphologisch aufschlussreich.

6.4 Bewertung der topografischen Daten

Die Einfügung der topografischen Höhen in die Karten in Ergänzung zu den bathymetrischen Daten dient zur Vervollständigung des Reliefs der Fjorde über den submarinen Bereich hinaus. Die Diskrepanz zwischen der Qualität der beiden Teilbereiche sowie die Probleme, die sich an der Schnittstelle von Wasser zu Land ergeben, sind schon thematisiert worden (Kapitel 4.4.4). Die grobe Auflösung der Topografie macht es nicht immer leicht, eine treffende Vorstellung von dem abgebildeten Gebiet zu bekommen. Besonders im flachen Uferbereich sind die Darstellungen oft irreführend, wie der geradezu absurde Küstenverlauf des Seno Skyrings zeigt (Abbildung 51). Auf eine Überlagerung mit Satellitenfotos ist dennoch verzichtet worden, um eine Mischdarstellung von akustischen und optischen Daten

zu vermeiden. Die Bathymetrie erzeugt mittels errechneter Tiefenwerte ein indirektes Abbild des Untergrundes. Es ist daher nur konsequent sie mit indirekten Höhenwerten zu kombinieren. Dass ein zusätzlicher Vergleich der Daten mit optischen Aufnahmen in interpretativer Hinsicht äußerst hilfreich sein kann, ist unbestritten. Sie machen auch sehr feinskalige Strukturen wie Lineamente im Fels sichtbar, die eine Deutung der Morphologie erleichtert.

6.5 Das Multibeam im Fjordeinsatz

Zieht man eine Bilanz für den Einsatz des Multibeam auf dieser Fahrt, kann man zweifelsohne sagen, dass es sich bewährt hat. Als portables, kleines Gerät war es verhältnismäßig einfach am Schiff anzubringen und im Bedarfsfall auch aus dem Wasser zu heben und auf Deck zu lagern. Dank des kurzen Trägerschiffes war eine sehr gute und wendige Manövrierung durch die mitunter engen und flachen Fjorde möglich. Das System selbst lief nach Behebung eines Sicherungsschadens stabil und war wartungsarm und schnell einsatzbereit. Auch dank guter Wetterbedingungen konnten große Flächen abgefahren und mit guter Qualität vermessen werden. Für die Region um den Gran Campo Nevado war dies die erste bathymetrische Messkampagne dieser Art. Andernorts sind jedoch bereits verschiedene Projekte mit Verwendung eines Multibeam-Systems unter ähnlichen Bedingungen erfolgreich abgeschlossen worden. Zum Vergleich sollen hier drei kurze Beispiele zum Multibeam-Einsatz in Fjordgebieten gegeben werden.

Die erste bathymetrische Vermessung mithilfe eines Multibeam in den chilenischen Fjorden fand 1995 im Rahmen der Fahrt CIMAR 1 zwischen Puerto Montt und Laguna San Rafael in Nordpatagonien statt. Dabei wurde ein ELAC SEA BEAM verwendet, das 16 Beams mit einer Frequenz von 12 kHz ausstrahlen konnte. Da dieses System eigentlich für Tiefwasser-Surveys ausgelegt war, gab es in den relativ flachen Fjordgebieten Probleme mit der Abdeckung. Wegen des schmalen Schallfächers konnte nur eine Breite vom 0,75-fachen der Tiefe überdeckt werden, was für eine genauere Untersuchung des Grundes nicht ausreichend war (Rodrigo, 1996, 2008). Deshalb kamen im Jahr 2000 zwei neue Systeme zum Einsatz: ein ATLAS Hydrosweep (320 Beams, 50 kHz) und ein ATLAS Fansweep (max. 1440 Beams, 200 kHz). Mit ihnen war es möglich, flache und mittlere Gewässertiefen bis 700 m in breiter Abdeckung zu vermessen. Die laterale Reichweite lag nun bei der sechsfachen Messtiefe. Große Gebiete zwischen 41° 30' bis 46° 30' S konnten so flächenhaft kartiert und detailliert auf ihre Geomorphologie hin untersucht werden (Rodrigo, 2002). Ein ganzes System von submarinen Senken wurde dadurch entdeckt sowie drumlinartige Strukturen und Ablagerungen von Moränen.

Im Oberen Saguenay Fjord in Kanada, 200 km nordöstlich von Québec, sind seit 1993 regelmäßig bathymetrische Messungen vorgenommen worden, um submarine Landrutschungen zu kartieren und ihre Entwicklung nach großen Flutereignissen oder Erdbeben zu überwachen. Die Bedingungen auf See sind dort meist ruhig und bilden eine gute Ausgangslage für hochqualitative Daten. Verwendet wurde ein Simrad EM1000 mit 60

Beams und einer Frequenz von 95 kHz. Es kann bis zu einer Tiefe von 1000 m arbeiten, hat seine Stärken aber in einem Bereich von 10 bis 600 m. Der Saguenay Fjord hat im untersuchten Gebiet eine maximale Tiefe von 225 m, weshalb die Auflösung des Bodens entsprechend gut war. Neben zahlreichen Rutschungen konnte deshalb außerdem eine Verwerfung ausfindig gemacht werden, die sich auch weiter an Land verfolgen ließ. Sie stellt eine der wenigen geologischen Beweise aktueller seismischer Aktivität in diesem Gebiet dar. Aufgrund dieser Entdeckung wurden Maßnahmen zur künftigen seismologischen Überwachung vor Ort diskutiert (Locat und Sanfaçon, 2000; Urgeles und Locat, 2003).

In Norwegen läuft seit 2006 das Mareano-Projekt¹⁰, das zur Aufgabe hat, die norwegischen Meeresgebiete interdisziplinär zu untersuchen, das Wissen zu einer Gesamtdarstellung zu bündeln und für die Öffentlichkeit verfügbar zu machen. Wirtschaftliche und ökologische Interessen sollen dabei gleichermaßen berücksichtigt werden, sodass die gewonnenen Erkenntnisse sowohl der Erdöl- und Ergasförderung, der Fischerei als auch dem Umwelt- und Katastrophenschutz zugute kommen. Ein Hauptanliegen des Projektes ist die Kartierung des submarinen Reliefs, die die Grundlage für die gesamte übrige Forschung bereitet. Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich von der Barent See bis zu den Lofoten und umfasst eine Fläche von 162 000 km² mit Tiefen von teilweise über 1000 m. Als besonders wichtig wird der Küstenbereich eingestuft, der deshalb mit Priorität vermessen wird. Dadurch wird die komplette Fjordkette dieser Region unter der Führung des Norwegian Hydrographic Service¹¹ mit Multi-Beam Geräten abgefahren. So entsteht die wohl weltweit größte zusammenhängende Fjordkartierung, die überdies noch von hervorragender Qualität ist und durch Backscatter-Daten ergänzt wird.

¹⁰ <http://www.mareano.no>

¹¹ http://www.statkart.no/eng/Norwegian_Hydrographic_Service/

7 Zusammenfassung

Durch die in dieser Arbeit präsentierte bathymetrische Messkampagne sind weite Gebiete des Magellanischen Fjordsystems erstmals flächenhaft submarin kartiert worden. Dazu zählt im Wesentlichen die Region um den Gran Campo Nevado, wo nach Westen der Swett Kanal und Seno Glacier, sowie dessen östlich angrenzenden Nebenarme, als auch Teile der Bahía Beaufort und ein Randstück der Magellan Straße auf Höhe der Insel Tamar vermessen wurden. Im Osten wurde der Gajardo Kanal in seiner gesamten Länge abgefahren und beinahe lückenlos abgedeckt. Hinzu kamen jeweils kleine Flächen im Seno Skyring, Seno Otway und bei Puerto del Hambre. Das bislang kaum bekannte Unterwasserrelief dieser Gebiete konnte so erstmalig sichtbar gemacht und in Verbindung mit der Topografie an Land in einem ganzheitlichen Geländemodell dargestellt werden.

Dies ermöglicht eine geomorphologische Gesamtbetrachtung des Fjordsystems, das nunmehr insbesondere hinsichtlich seiner glazialen Überprägung besser studiert werden kann. Eine aus dem submarinen Landschaftsbild abgeleitete Bewegung des Gletschereises wird zukünftig eine genauere Rekonstruktion früherer Vergletscherungsereignisse erlauben.

Dank der hohen Auflösung und der guten Qualität der Daten können in den Messgebieten verschiedene submarine Strukturelemente entdeckt und interpretiert werden:

Große Reliefzüge und die grundsätzliche Entwicklung des Geländegradients sind ebenso zu erkennen und nachzuvollziehen wie das Auftreten und der Verlauf spezieller Merkmale des Untergrundes.

Es konnte gezeigt werden, dass sich in den an den Gran Campo Nevado anschließenden Fjordkanälen verschiedene Moränengürtel finden lassen, die dort zuvor teils nur vermutet und in ihrer genauen Form weitgehend unbekannt waren.

Des Weiteren konnten Sedimentfächer in den Mündungsbereichen von Flüssen zum Swett Kanal und an der Punta Santa Anna bei Puerto del Hambre sowie ein Schuttfächer einer Rutschung am Hang gegenüber der Insel Chandler im Gajardo Kanal nachgewiesen werden.

Vereinzelt ließen sich Rundhöckerstrukturen wie bei Tamar und Fortsetzungen geologischer Formationen finden, wie sie besonders auffallend im Skyring und an der Punta Santa Anna zu sehen waren.

Im Skyring Fjord ufernah und um Tamar bis hinunter zur Talsohle traten zudem auffällige Stufungen an den Hängen auf, die es lohnen, weiter interpretiert zu werden.

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Vereinfachte tektonische und geologische Karte Patagoniens.	3
Abb. 2: Magellan Straße und Störungszonen.....	4
Abb. 3: Eisausdehnung während des LGM in Patagonien und der Magellan Straße	5
Abb. 4: Lage des Nord- und Südpatagonischen Eisfeldes	6
Abb. 5: Übersicht über die Messgebiete in der Magellanischen Fjordzone.	8
Abb. 6: Streuung nach der Lambert'schen Regel in zwei Dimensionen.	14
Abb. 7: Schallwelle beim Übergang vom flüssigen zum festen Medium.....	14
Abb. 8: Abtastung des Meersbodens durch Single Beam und Sweep Echosounder.	21
Abb. 9: Abtastung des Meeresbodens durch Sidescan und Multibeam Sonar.	23
Abb. 10: Konstruktive Interferenz im Fernfeld.	25
Abb. 11: Energieverteilung bei einer und mehreren Projector-Quellen	26
Abb. 12: Beam Steering unter einem festen und mehreren zeitabhängigen Winkeln.....	27
Abb. 13: Überkreuzstellung von Projector- und Hydrophon-Array (Mills Cross)	28
Abb. 14: Maximale Messtiefe und laterale Abdeckung des SEA BEAMs 1180	29
Abb. 15: Anordnung der Beams des SEA BEAMs 1180	30
Abb. 16: Systemkomponenten des SEA BEAMs 1180.....	30
Abb. 17: Die Gran Campo II	31
Abb. 18: Die Gran Campo II mit Blick auf Haltevorrichtung des Transducers.	32
Abb. 19: Fahrerkabine	32
Abb. 20: Verschiedene Möglichkeiten der Bodenabdeckung.....	34
Abb. 21: Abdeckungsprobleme mit den äußeren Beams. Beispiel eines EM3000.....	35
Abb. 22: Bathymetrie in der Bahía Bahamondes, Führung der Tracks.....	36
Abb. 23: Systeminternes Processing-Schema des SEA BEAMs 1180.	38
Abb. 24: Screenshot von der Editierung der Tiefendaten mit MBedit.	40
Abb. 25: Screenshot von der Editierung der Navigationsdaten mit MBnavedit.....	41
Abb. 26: Bathymetrie vor und nach der Korrektur der Transducer-Schrägstellung.....	43
Abb. 27: Übersicht über die erstellten Karten für die verschiedenen Messgebiete.	50
Abb. 28: Insel Tamar, Magellan Straße, Bahía Beaufort mit Lage der Profile T1, T3 ,T4.....	52
Abb. 29: Magellan Straße südlich von Tamar	53
Abb. 30: Magellan Straße bei Tamar mit anderer Farbskala. Lage der Profile T1 bis T3.....	55
Abb. 31: Bahía Beaufort nördlich von Tamar mit Lage des Profils T4.....	58
Abb. 32: Flachwassergebiet in der Bahía Beaufort mit Lage der Profile T5 und T6.	59
Abb. 33: Seno Glacier, Swett Kanal, Glacier Bay westlich des Gran Campo Nevado.....	61
Abb. 34: Seno Glacier, Swett Kanal.	62
Abb. 35: Satellitenfoto der großen Bucht am Swett Kanal.	63
Abb. 36: Seno Glacier, Swett Kanal, Insel Violetta	65
Abb. 37: Glacier Bay mit Lage der Profile S1 bis S6.....	67
Abb. 38: Satellitenfoto der Glacier Bay.	68
Abb. 39: Gran Campo Nevado mit Seno Glacier und Gajardo Kanal	71

Abb. 40: Gajardo Kanal - Tempanos Kanal mit Lage der Profile G1 und G2	72
Abb. 41: Gajardo Kanal um die Angostura Tempanos mit Lage der Profile G3 und G4	74
Abb. 42: Satellitenfoto vom Tempanos Kanal.....	75
Abb. 43: Gajardo Kanal von der Angostura Tempanos bis zum Seno Skyring.	77
Abb. 44: Gajardo Kanal von der Angostura Tempanos bis zur Bahía Bahamondes	78
Abb. 45: Geologische Einheiten um den Gajardo Kanal	79
Abb. 46: Gajardo Kanal östlich der Insel Chandler mit Lage des Profils G5.....	80
Abb. 47: Gajardo Kanal beim Übertritt in das Becken mit Lage der Profile G6 und G7	82
Abb. 48: LANDSAT 7-Aufnahme in Echtfarben vom Bereich aus Abbildung 47.	83
Abb. 49: Nördlichster Abschnitt des Gajardo Kanals mit Lage der Profile G8 bis G10	84
Abb. 50: Satellitenfoto vom Seno Skyring, Euston Kanal und Insel Ecarpada	87
Abb. 51: Bucht am Nordufer des Seno Skyring mit Lage des Profils Y.....	88
Abb. 52: Satellitenfoto vom Verlauf der Küste im Messgebiet im Seno Skyring.....	89
Abb. 53: Messfeld im Seno Otway in der Nähe zum nördlichen Ufer.	91
Abb. 54: Pockmark-Feld mit in die Horizontale projizierten Löchern.....	92
Abb. 55: Punta Santa Anna bei Puerto del Hambre.....	94
Abb. 56: Satellitenfoto von der Punta Santa Anna bei Puerto del Hambre.....	95
 Profile T1 bis T3:	54
Profile T4 bis T6:	57
Profile S1 bis S6:	69
Profile G1 und G2:	73
Profile G3 und G4:	76
Profile G5 bis G7:	81
Profile G8 bis G10:	85
Profil Y:	89

Referenzen

- Aniya, M., Barcaza, G., Iwasaki, S., 2007. Recent glacier advances at Glaciar Exploradores, Hielo Patagónico Norte, Chile. *Bulletin of Glaciological Research* , 24 (2007): 49-57.
- Bartole, S., De Muro, S., Morelli, D., Totsoratti, F., 2008. Glacigenic features and Tertiary stratigraphy of the Magellan Strait (Southern Chile). *Geologica Acta*, Vol.6, Nº 1, March 2008: 85-100. doi:10.1344/105.000000243
- Bentley, M.J., McCulloch, R.D. 2005: Impact of neotectonics on the record of glacier and sea level fluctuations, Strait of Magellan, southern Chile. *Geogr. Ann.*, 87 A (2): 393–402.
- Beyer, A., 2006. Seafloor analysis on multibeam bathymetry and backscatter data. *Berichte zur Polar und Meeresforschung* 540. AWI Bremerhaven.
- Biot, M. A., 1962. Generalized theory of acoustic propagation in porous dissipative media. *Journal of the Acoustical Society of America*, 34: 1254-1264.
- Brambati, A., DeMuro, S., Di Grande A., 1998. Marine and transitional terraces (Holocene) in the eastern area of the Straits of Magellan, Chile. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 39(1): 47-76.
- Buckingham, M. J., 1997. Theory of acoustic attenuation, dispersion, and pulse propagation in unconsolidated geoacoustic materials including marine sediments. *Journal of the Acoustical Society of America*, 102: 2579-2596.
- Cartwright, D. S., 2003. Multibeam Bathymetric Surveys in the Fraser River Delta, Managing Severe Acoustic Refraction Issues. Master Thesis, University of New Brunswick.
- Caldenius, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler* 14, 1–164. Also published in *Dirección General de Geología y Minería, Anales* 95: 1–150. Buenos Aires
- Chen, C.T., Millero, F., 1977. Speed of sound in seawater at high pressure. *Journal of the Acoustical Society of America*, 62 (5): 1129-1135.
- Clapperton, C.M., Sudgen, D.E., Kaufmann, D., McCulloch, R.D., 1995. The Late Glaciation in central Magellanstrait, southernmost Chile. *Quaternary Research* 44: 133–148.
- Dalziel, I.W.D., 1981: Back -arc extension in the southern Andes: a review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions of The Royal Society London A* 1981 300: 319-335.
- Diraison, M, Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., 1996. Tertiary kinematics of the southern Andes and the development of the Magellan Foreland Basin (Patagonia). *Third ISAG, St Malo*, 17-19/9/1996.

Fildani, A., Romans, B.W., Fosdick, J.C., Crane, W.H., Hubbard, S.M., 2008: Orogenesis of the Patagonian Andes as reflected by basin evolution in southernmost South America. *Arizona Geological Society Digest* 22.

Fischbach, T., Behrmann, J., Kilian, R., 2001. Kinematic constraints for Miocene and younger strike-slip dominated tectonics in the southernmost Andes. Abstracts of the Margins meeting, 02-06.10.2001, Kiel. *Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, vol. 14: 59.

Fujii K., Masui R., 1993. Accurate measurement of the sound velocity in pure water by combining a coherent phase-detection technique and a variable path-length interferometer. *Jou of the Acoustical Society of America*, 93 (1): 276-282.

Glasser, N.F., T, Janssona, K.N., Harrison, S., Rivera, A., 2005. Geomorphological evidence for variations of the North Patagonian Icefield during the Holocene. *Geomorphology* 71: 263–277.

Glasser, N.F., Jansson, K.N., Harrison, S., Kleman, J., 2008. The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38°S and 56°S. *Quaternary Science Reviews* 27: 365–390.

Glasser, N.F., Ghiglione, M.C., 2009. Structural, tectonic and glaciological controls on the evolution of fjord landscapes. *Geomorphology* 105: 291–302.

Greenlaw, C. F., Holliday, D. V., McGehee, D. E., 2004 a. High-frequency scattering from saturated sediments. *Journal of the Acoustical Society of America*, 115: 2818-2823.

Greenlaw, C. F., Holliday, D. V., 2004 b. Broadband HF backscattering from a smooth sand surface. *Journal of the Acoustical Society of America*, 116: 2576 (A).

Hughes Clarke, J.E., Mayer, L.A., Shaw, J., Parrott, R., Lamplugh, M., Bradford, J., 1999, Data handling methods and target detection results for multibeam and sidescan data collected as part of the search for SwissAir Flight 111: Shallow Water Survey Conference Proceedings, Sydney.

Hughes Clarke, J., 1999. Provisional swath sonar survey specifications. National Topographic and Hydrographic Authority, Land Information New Zealand. TH Technical Report N° 2, August.

ICES Report, 2007. Acoustic seabed classification of marine physical biological landscapes. ICES Cooperative Research Report N° 286.

Kaplan, M. R., Moreno, P. I., Rojas, M., 2008. Glacial dynamics in southernmost South America during Marine Isotope Stage 5e to the Younger Dryas chron: a brief review with a focus on cosmogenic nuclide measurements. *Journal of Quaternary Science*, Vol. 23: 649–658.

Klepeis, K.A., 1994. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics*, 13(4): 882-904.

Kilian, R., Schneider, C., Koch, J., Fesq-Martin, M., Biester, H., Casassa, G., Arévalo, M., Wendt, W., Baeza, O., Behrmann, J., 2006: Palaeoecological constraints on late Glacial and Holocene ice retreat in the Southern Andes (53°S). *Global and Planetary Change*. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.034

Kilian, R., Baeza, O., Steinke, T., Arevalo, M., Rios, C., Schneider, C., 2007. Late Pleistocene to Holocene marine transgression and thermohaline control on sediment transport in the western Magallanes fjord system of Chile (53°S). *Quaternary International* 161: 90–107.

Koch, J., Kilian, R., 2005: Little Ice Age glacier fluctuations at Gran Campo Nevado, southernmost Chile. *The Holocene*, 15 (1): 20-28.

L-3 Communications ELAC Nautik GmbH, 1999. Operating Manual. TH 44 301 8004 E. SeaBeam 1185/1180/1055/1050. Edition: September.

L-3 Communications SeaBeam Instruments, 2000. Multibeam Sonar, Theory of Operation.

Locat, J., Sanfaçon, R., 2000. Multibeam surveys: a major tool for geosciences. *Comptes rendus de la Conférence hydrographique du Canada/Proceedings of the Canadian Hydrographics Conference*, Montréal.

Lodolo, E., Geletti, R., Sterzai, P., Menichetti, M., Tassone, A., Lippai, H., Hormaechea, J.-L., 2002. Anatomy of a continental transform fault in Tierra del Fuego. *EOS* 83 (1) January.

Lodolo, E., Menichetti, M., Bartole, R., Ben-Avraham, Z., Tassone, A., Lippai, H., 2003: Magallanes-Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). *Tectonics*, Vol. 22, NO. 6, 1076. doi:10.1029/2003TC001500

McCulloch, R.D. Fogwill, C.J. , Sugden, D.E., Bentley, M.J. and Kubik, P.W., 2005: Chronology of the last glaciation in central Strait of Magellan and Bahía Inútil, southernmost South America. *Geogr. Ann.*, 87 A (2): 289–312.

Medwin, H., 1998. *Fundamentals of acoustical oceanography*. Academic Press, Toronto.

Pickard, G. L., 1990. *Descriptive Physical Oceanography : An Introduction*. Pergamon Press, Oxford, 5th Edition.

Rabassa, J., 2008. Late Cenozoic Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in Quaternary Science*, 11.

Rodrigo, C. 1996. Morfología submarina de canales y fiordos: principales morrenas y umbrales (resultados preliminares). Resultados Crucero CIMAR-Fiordo 1. Resúmenes ampliados. Comité Oceanográfico Nacional, Valparaíso: 11-14.

Rodrigo, C. 2002. El sistema de sonar de multihaz y la nueva cartografía náutica y geomorfología submarina de las regiones X-XI. VII Congreso Internacional de Ciencias de la Tierra, Resúmenes ampliados en CD-ROM, Instituto Geográfico Militar, Santiago.

Rodrigo, C., 2008. Submarine topography in the Chilean North Patagonian channels. *In* Progress in the oceanographic knowledge of Chilean interior waters, from Puerto Montt to Cape Horn. Comité Oceanográfico Nacional - Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso: 19-23.

Schneider, C., Schnirch, M., Acuña, C., Casassa, G., Kilian, R., 2007: Glacier inventory of the Gran Campo Nevado Ice Cap in the southern Andes and glacier changes observed during recent decades changes. *Global and Planetary Change*. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.023

Stoll, R. D., Bryan, G. M., 1970. Wave attenuation in saturated sediments. *Journal of the Acoustical Society of America*, 47: 1440-1447.

Stoll, R. D., 1989. Sediment Acoustics. *In* Lecture notes in earth sciences, Vol. 26. Ed. by Bhattacharji, S., Friedman, G. M., Neugebauer, H. J., Seilacher, A. Springer-Verlag.

Tolstoy, I., Clay, C. S., 1966. *Ocean Acoustics*. McGraw-Hill, New York.

Urgeles, R., Locat, J., 2003. Results from Multibeam, sedimentological and geotechnical data of the „Saguenay Project”. 2nd International Symposium on Contaminated Sediments.

Urick, R.J., 1983. *Principles of underwater sound*. McGraw-Hill, New York.

Waldmann, N., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., Coronato, A., Austin Jr., J.A., 2010. Geophysical evidence of multiple glacier advances in Lago Fagnano (54° S), southernmost Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 29: 1188–1200.

Wille, P. C., 2005. *Sound Images of the Ocean in Research and Monitoring*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

Anhang

A 1 Verwendete Skripte - Beispiel: Karte des mittleren Gajardo Kanal

A 1.1 Skript zur Erstellung der Grids mit MBSystem:

```
#!/bin/csh -f
## Skript ist aus einer Vorlage übernommen
#####
gmtset PAPER_MEDIA A4
gmtset PLOT_DEGREE_FORMAT ddd:mmF
#
if ( -f .hsdefaults ) then
    source .hsdefaults
else
    echo "cannot find your .hsdefaults file \!"
    exit
endif
#
#####
#
# set your parameters here...
# =====
# choose grid size, clip radius, and the name of your datalist file
#####
#
set datalist = ../../work/datalist_gajardo_channel_komplett.mb-1
# grid size for mbgrid defined with dx and dy:
set DX      = 2  # dx in m for grid calculation with mbgrid
set DY      = 2  # dy in m for grid calculation with mbgrid
#
#####
#
set MBGRID = 1 # grid calculation with mbgrid
#####
#
if ( ${MBGRID} ) then
#
# Run mbgrid
    echo Running mbgrid...
#
#
mbgrid -I$datalist -O${F_NAME}_${DX}_${DY}_all_F1_z \
    -A2 -C25/1 \
    -F1 -G3 -N \
    -R${REGION_GRID} -E${DX}/${DY}/meters
#
endif
#####
#
# All done
echo All done...
```

A 1.2 Zusatzprotokoll „hsdefaults“, mit Koordinaten und Maßstab der Karte:

```
# Gajardo Süd Angostura Bahamondes
```

```
set REGION    = -73:01:00/-72:52:50/-52:51:30/-52:47:30
set REGION_GRID = -73:01:00/-72:52:50/-52:51:30/-52:47:30
set PLOT_AREA  = -73:01:00/-72:52:50/-52:51:30/-52:47:30
set SCALE_A4   = -72:57/-52:50/1:45000
#set SCALE_A3  = -72:57/-52:50/1:125000
#set SCALE_A0  = -72:57/-52:50/1:75000
```

A 1.3 Skript zur Kombination von Bathymetrie und Topografie in einem Grid:

```
#!/bin/csh -f
#
#====Grids auf gleiche Größe bringen=====
#
set NX = 2294
set NY = 1855
set REG = -73:01:00/-72:52:50/-52:51:30/-52:47:30
set ABBR = GCS
#
set BATINFILE = ${ABBR}bathy.grd
#
#Bathymetrie-Grid
grdsample detail_1_4_4_all_F1_z.grd -G${BATINFILE} -I${NX}+/${NY}+ \
-R${REG} -V
#
set TOPINFILE = ${ABBR}topeq.grd
#
#Topographie-Grid
grdsample ../../Topographie/Surfer/Patagonia.grd -G${TOPINFILE} \
-I${NX}+/${NY}+ -R${REG} -V
#
#==== neg. Werte in Top.-Grid auf NaN setzen=====
#
grdmath ${TOPINFILE} 0.2 GT 0 NAN ${TOPINFILE} MUL ${BATINFILE} EXCH XOR = ${ABBR}comb.grd -V
#
```


A 1.4 Skript zur Erstellung und Formatierung der Karte mit GMT:

```
#!/bin/csh -f
## Teile des Skripts sind aus einer Vorlage übernommen
#####
#
gmtdefaults -D > .gmtdefaults4
gmtset PAPER_MEDIA A4
gmtset PAGE_ORIENTATION LANDSCAPE
gmtset PLOT_DEGREE_FORMAT ddd:mmF
gmtset D_FORMAT %4.0f
gmtset ANOT_FONT_SIZE 10
gmtset LABEL_FONT_SIZE 10
gmtset GRID_CROSS_SIZE 0
gmtset GRID_PEN 0
gmtset BASEMAP_TYPE PLAIN
gmtset COLOR_NAN 255/255/255
gmtset WANT_EURO_FONT TRUE
#
#####
### source default values
#####
#
if ( -f .hsdefaults ) then
    source .hsdefaults
else
    echo "cannot find your .hsdefaults file \!"
    exit
endif
#
#####
### processing steps...
### =====
### activate by uncommenting
#####
#
set IMG_PLOT = 1 # make grdimage-plot
set CONT_PLOT = 1 # make contour plot
set COL_SCALE = 1 # include color scale bar
#
#####
### check / change these parameters and switches
#####
#
set ABBR = GCS
#
# required for any plot:
#
set B_STRING = f0.5ma1m/f0.5ma1mESWN
set X_OFFS = 2.5c # lower left corner ...
set Y_OFFS = 3.5c # ... of plot
#
# required for CONT- and IMG-PLOT
#
set GRID = ${ABBR}comb.grd
set CONT_INT = 100
```

```

set ANT_INT = 100
set CONT_COL = 0/0/0
set ANT_COL = 0/0/0
set CONT_MIN = -1000 # minimum and ...
set CONT_MAX = -10 # ... maximum depth to be contoured
#
# required for IMG-PLOT
#
set CPT_FILE = bowglob${ABBR}.cpt
set CPT_SCALE = bow${ABBR}.cpt
set CPT_TOPSCALE = glob${ABBR}.cpt
set ILBATH_GRID = ${ABBR}bathy.grd
set ILTOP_GRID = ${ABBR}topeq.grd

# set style of illumination:
# 0: no illumination
# 1: old style with 1 azimuth, specify ILU
# 2: old style with two azimuths, specify ILU and ILU1
# 3: Lambertian reflectance, specify ILU and ILUELE
set ILU_KIND = 1
set ILU = 320
set ILU1 = 340
set ILUELE = 30
#
#####
###
### do not change these statements
###
#####
#
set CMD = $0
set FIG_NR = `echo $CMD | sed 's%.\%%g' | sed 's%.cmd%%g`
set PS_FILE = "${FIG_NR}.ps"
set GRID_SIZE = `grdinfo ${GRID} | grep x_inc | awk '{print $7}'`
if ( ${?CITIES} ) then
#
# plot and annotate cities
set NAME_FILE = `./plot_cities.cmd`
endif
#
#####
#
# now start plotting ...
# =====
#
if ( ${?IMG_PLOT} ) then
#
#ILlu Bathymetry
#
if ( $ILU_KIND == 1 ) then
#
echo Running grdimage with illumination from one direction ...
echo Running grdgradient ... ILU = $ILU
grdgradient ${ILBATH_GRID} -A${ILU} -G${F_NAME}.grad -N -M
echo Running grdhisteq...
grdhisteq ${F_NAME}.grad -G${F_NAME}.eq -N

```

```

echo Running grdmath...
grdmath ${F_NAME}.eq 0.4 MUL = illubath.grd
echo Deleting surplus files...
/bin/rm -f ${F_NAME}.grad ${F_NAME}.eq
#
else if ( $ILU_KIND == 2 ) then
#
echo Running grdimage with illumination from two directions ...
echo Running grdgradient ... ILU = $ILU and $ILU1
grdgradient ${ILBATH_GRID} -A${ILU}/${ILU1} -G${F_NAME}.grad -N -M
echo Running grdhisteq...
grdhisteq ${F_NAME}.grad -G${F_NAME}.eq -N
echo Running grdmath...
grdmath ${F_NAME}.eq 0.4 MUL = illubath.grd
echo Deleting surplus files...
/bin/rm -f ${F_NAME}.grad ${F_NAME}.eq
#
endif
#
#Illu Topography
echo Running grdimage with Lambertian reflectance illumination ...
grdgradient ${ILTOP_GRID} -Gillulambert.grd \
-E${ILU}/${ILUELE}/=0.5 -Ne0.6
#
grdmath illubath.grd illulambert.grd XOR = illucomb.grd -V
#
if ( -f illucomb.grd ) then
#
echo Running grdimage with illumination ...
grdimage ${GRID} -Jm${SCALE_A4} -R${REGION} \
-C${CPT_FILE} -lillucomb.grd -X${X_OFFS} -Y${Y_OFFS} \
-K -V > ${PS_FILE}
#
echo Deleting surplus files...
/bin/rm -f illubath.grd illulambert.grd illucomb.grd
#
else
#
echo Running grdimage without illumination ...
grdimage ${GRID} -Jm${SCALE_A4} -R${REGION} \
-C${CPT_FILE} -X${X_OFFS} -Y${Y_OFFS} \
-K -V > ${PS_FILE}
#
endif
#
endif
#
# =====
#
if ( ${?CONT_PLOT} ) then
# contour grid
grdsample ${GRID} -Gcontour.grd \
-I500+/800+
#
# Make contour map
echo Running grdcontour...

```

```

grdcontour contour.grd -Jm${SCALE_A4} \
-R${REGION} -C${CONT_INT} -A${ANT_INT}g+f3+s10+a0+k255/255/255 \
-T+0.25c/0.1c -G1-72:56:35/-52:50/-72:56:40/-52:49:50,-72:58:50/-52:50:20/-72:58:30/-52:50:40 \
-Wathin/${ANT_COL} \
-Wcthin/${CONT_COL} -L${CONT_MIN}/${CONT_MAX} -Q60 \
-O -K -V >> ${PS_FILE}
/bin/rm -f contour.grd
#
endif
#
# =====
#
psbasemap -Jm${SCALE_A4} -R${PLOT_AREA} -B${B_STRING} -O -K -V >> ${PS_FILE}
#
psbasemap -Jm${SCALE_A4} -R${PLOT_AREA} \
-Lf-72:54:47/-52:51:10/-52:48/1.5+u+l"1: 45 000" \
--LABEL_FONT_SIZE=9 --LABEL_FONT=1 \
--ANOT_FONT_SIZE=9 --ANNOT_FONT_PRIMARY=1 -O -K -V >> ${PS_FILE}
#
psbasemap -Jm${SCALE_A4} -R${PLOT_AREA} \
-Tx1/15/1.5 --HEADER_FONT_SIZE=9 --HEADER_FONT=1 \
--COLOR_BACKGROUND=255/255/255 -O -K -V >> ${PS_FILE}
#
# =====
#
if ( ${?COL_SCALE} ) then
#
# Plot topography color scale bar...
#
psscale -D10/-1.2/12/0.2h -Al -Bpa200/:" Topographie [m]": -C$CPT_TOPSCALE \
-l --LABEL_FONT_SIZE=9 --LABEL_FONT=1 \
-S --ANOT_FONT_SIZE=9 --ANNOT_FONT_PRIMARY=1 \
--ANNOT_OFFSET_PRIMARY=0.1c --TICK_LENGTH=0.1c --TICK_PEN=1p -O -K -V >> ${PS_FILE}
#
# Plot color scale bar...
#
psscale -D10/-2.5/12/0.2h -Al -Bpa50/:" Tiefe [m]": -C$CPT_SCALE \
-l --LABEL_FONT_SIZE=9 --LABEL_FONT=1 \
-S --ANOT_FONT_SIZE=9 --ANNOT_FONT_PRIMARY=1 \
--ANNOT_OFFSET_PRIMARY=0.1c --TICK_LENGTH=0.1c --TICK_PEN=1p -O -V >> ${PS_FILE}
#
endif
#
# =====
# reset gmtdefaults
gmtdefaults -D > .gmtdefaults4
# =====
# All done
echo All done

```


A 2 Beleuchtung für die Bathymetrie

Die Einträge unten beziehen sich auf folgenden Abschnitt des Karten-Skripts:

```
# set style of illumination:
# 0: no illumination
# 1: old style with 1 azimuth, specify ILU
# 2: old style with two azimuths, specify ILU and ILU1
# 3: Lambertian reflectance, specify ILU and ILUELE
```

Einträge gelten für die Beleuchtung der bathymetrischen Daten in den Karten.
Die Topografie wurde stets entsprechend mit Style 3 : ILU und ILUELE beleuchtet.

Abbildung	Style [1, 2]: Winkel (ILU), (ILU1) [°,°]	Elevation (ILUELE) [°]
Abbildung 28	1 : 300	30
Abbildung 29	2 : 315	30
Abbildung 30	2 : 315	30
Abbildung 31	2 : 315, 30	25
Abbildung 32	2 : 315, 30	25
Abbildung 33	1 : 300	70
Abbildung 34	1 : 220	30
Abbildung 36	1 : 220	30
Abbildung 37	1 : 220	30
Abbildung 39	1 : 300	30
Abbildung 40	1 : 300	30
Abbildung 43	1 : 300	30
Abbildung 44	1 : 320	30
Abbildung 46	1 : 320	30
Abbildung 49	1 : 220	30
Abbildung 51	1 : 220	30
Abbildung 53	1 : 320	30
Abbildung 55	1 : 280	30

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig angefertigt und keine weiteren als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Alle Stellen, die wörtlich oder inhaltlich aus anderen Arbeiten entnommen wurden, sind als solche gekennzeichnet.

Kiel, den 09. September 2010

Danksagung

Ich möchte Prof. Dr. Jan Behrmann dafür danken, mir die Gelegenheit gegeben zu haben, diese Arbeit zu schreiben und dafür, sich ihrer Betreuung angenommen zu haben. Mein besonderer Dank für die Ermöglichung der Fahrt, deren Organisation und Durchführung sowie für die Hilfe in der Auswertung gilt zudem Prof. Dr. Rolf Kilian. Für ihre vielfältige und ausdauernde Unterstützung während und nach der Messung sei außerdem Sonja Breuer herzlich gedankt. Ihr Mitwirken in dem Projekt weiß ich sehr zu schätzen.

Ganz speziell möchte ich mich bei Dr. Wilhelm Weinrebe bedanken. Sowohl für seine Hilfe bei der Diplomarbeit als auch für meine Zeit am Ifm-Geomar. Die langjährige Arbeit bei ihm hat mein Studium sehr bereichert und erleichtert. Danke, Willi.